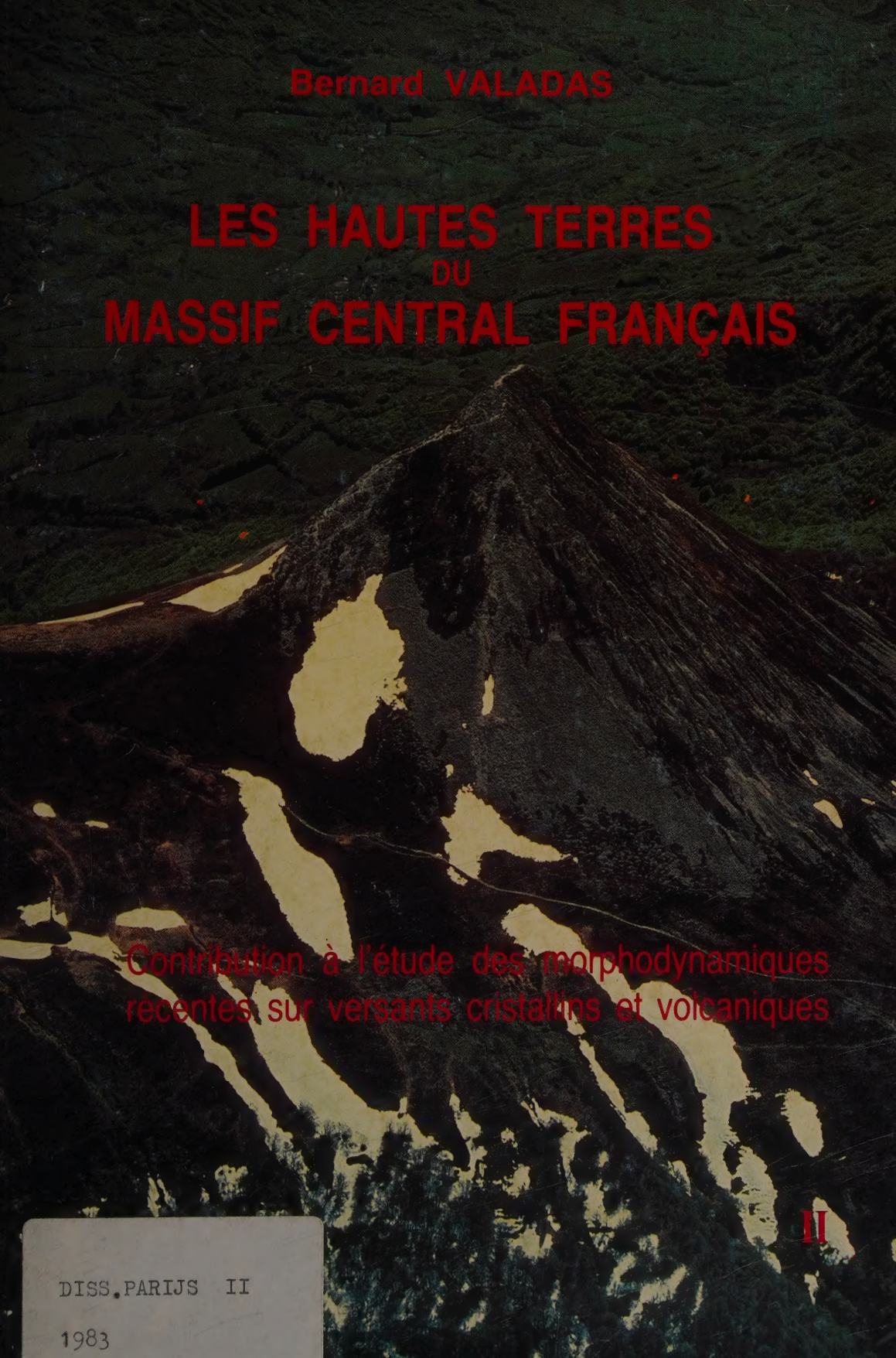




Bernard VALADAS

LES HAUTES TERRES DU MASSIF CENTRAL FRANÇAIS

Contribution à l'étude des morphodynamiques
récentes sur versants cristallins et volcaniques

II

DISS. PARIJS II

1983

René VALADE
Docteur en Sciences
Docteur en Lettres & Sciences Humaines

LES HAUTES TERRES DU MASSIF CENTRAL FRANÇAIS

II

THÈSE de DOCTORAT D'ÉTAT
UNIVERSITÉ de PARIS I - PANTHÉON - SORBONNE

1984

Cet ouvrage reprend pour l'essentiel une thèse d'État de Géographie soutenue le 6 mai 1983 à l'Université de Paris I - Panthéon-Sorbonne devant un jury composé de M.M. Derruau, Professeur à l'Université de Clermont-Ferrand II (Président), M.A. Godard, Professeur à l'Université de Paris I (Rapporteur), et de MM. M. Champetier de Ribes, Laboratoire central des Ponts et Chaussées, R. Coque, Professeur à l'Université de Paris I, R. Raynal, Professeur à l'Université de Strasbourg, G. Soutadé, Professeur à l'Université de Paris X - Nanterre.

Toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle, par quelque procédé que ce soit, constituerait une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code Pénal.

Bernard VALADAS
Agrége de l'Université
Docteur es Lettres & Sciences Humaines

LES HAUTES TERRES DU MASSIF CENTRAL FRANÇAIS

Contribution à l'étude des morphodynamiques
récentes sur versants cristallins et volcaniques

II

THÈSE de DOCTORAT d'ÉTAT
UNIVERSITÉ de PARIS I - PANTHÉON - SORBONNE

Ouvrage publié avec le concours du Ministère de l'Éducation nationale

1984

LIVRE III

LES MORPHODYNAMIQUES RÉCENTES ET ACTUELLES

PREMIERE PARTIE DU LIVRE III :

PRINCIPAUX PROCESSUS ACTUELS D'EROSION ET CADRE BIOCLIMATIQUE.

Ce n'est qu'en parcourant en toute saison et par tous les temps un terrain d'étude que l'on peut réellement espérer comprendre la part prise par les divers processus d'érosion dans l'évolution actuelle des versants. C'est en voyant fonctionner un chenal que l'on croyait abandonné depuis longtemps, en cartographiant les congères de neige ou en mesurant la profondeur du gel dans le sol que l'on peut le mieux appréhender les mécanismes d'évolution des versants. Cette pratique du terrain est un acte tout à fait nécessaire et irremplaçable, et sans lui on risque de passer à côté des vérités les plus simples, d'échafauder des théories brillantes mais erronées, de confondre le processus accessoire avec le phénomène fondamental. Il convient donc d'abord de faire le maximum d'observations minutieuses, de les regrouper et de les combiner pour appréhender au mieux l'évolution d'un modelé.

Il faut aussi se garder d'une trop grande assurance donnée par la seule pratique du terrain : l'observateur, même le plus averti, ne voit pas tout, soit parce que le phénomène a un déroulement trop rapide ou trop complexe dans ses composants, soit parce qu'une partie des processus reste inaccessible à l'observation directe. Il faut donc aussi pratiquer une méthode déductive : celle qui part des formes ou des formations observées et qui permet de remonter aux

processus qui ont pu, spécifiquement, les créer et les mettre en place. Mais, tandis que pour les héritages seule la seconde méthode pouvait convenir, pour les morphodynamiques actuelles, la première doit être privilégiée. Nous verrons d'ailleurs qu'elle nous renseigne parfois sur le fonctionnement de certains processus hérités.

En ce qui concerne le présent travail, les observations sur les processus actifs naturels portent essentiellement sur les secteurs les plus hauts du domaine d'étude : Mézenc, Tanargue, Mont Lozère et Cantal. Les autres régions nous ont permis davantage de relever les processus provoqués par l'activité humaine.

Dans un premier temps, les processus seront étudiés en eux-mêmes, tels qu'ils ont été rencontrés fonctionnels. Puis, nous montrerons les formes auxquelles ils aboutissent, souvent grâce à des combinaisons de processus élémentaires et enfin, nous ferons la part des formes vives dans le modelé global des versants.

L'observation directe doit se pratiquer en toute saison, mais l'importance de la récolte varie beaucoup selon l'époque de l'année. En hiver, au maximum de l'enneigement, tandis que le manteau neigeux drape tous les versants, les relevés sont peu abondants et ne concernent que quelques corniches qui échappent au recouvrement général. Le moment le plus privilégié est celui qui accompagne la fonte des neiges au début du printemps et dont les dates varient d'avril à juin selon les années : on doit s'intéresser au fractionnement du manteau neigeux et à la mise en évidence des congères les plus épaisses dont il faut relever les dates de disparition ; les mécanismes quotidiens de fonte et la circulation de l'eau qui en est issue doivent aussi retenir notre attention ; de même, tous les processus de gel-dégel qui s'exercent autour de la congère ou ceux créés par d'abondantes précipitations. En été, l'observation se ralentit mais elle concerne encore le ruissellement et ses effets, variables suivant l'intensité et l'écran du couvert végétal ainsi que les effets du vent et du dessèchement des sols. Avec l'automne, l'importance des observations croît à nouveau : mise en place progressive de la couverture neigeuse, rôle du gel-dégel dont les effets se font sentir souvent dès le mois de septembre, ruissellement provoqué par les orages d'automne dans la partie la plus méditerranéenne...

Il aurait fallu choisir une station de mesures ou quelques parcelles expérimentales et y faire tous les relevés possibles comme cela se pratique maintenant fréquemment. Dans la mesure où notre vaste terrain d'étude était encore mal connu, il nous a semblé préférable de multiplier les points d'observations, ce qui excluait une très grande précision mais permettait de présenter une géographie des divers processus plutôt qu'une mise au point sur chacun d'eux, ces mises au point ayant été faites par ailleurs dans des régions où les processus étaient plus faciles à caractériser. L'étape suivante de la recherche devra être celle de stations de mesures définies à partir des données géographiques fournies par la présente étude.

Les différents processus sont présentés ici séparément avec le rappel des facteurs climatiques ou bioclimatiques dont ils dépendent. Leur fonctionnement en saison et *in vivo* est rappelé chaque fois.

Nous insisterons d'abord sur le rôle de la neige dans la mesure où sa présence facilite l'expression des autres processus. La part un peu grande faite à ce phénomène s'explique par la volonté de cerner non seulement certaines dynamiques actuelles, mais aussi d'éclairer, en fonction des distributions actuelles, certains traits de la paléogéographie würmienne. Les processus liés aux alternances gel-dégel ainsi que la part de l'eau dans l'évolution des versants seront envisagés ensuite, ainsi que quelques rappels concernant les grandes formations végétales.

CHAPITRE I : LA PRESENCE DE LA NEIGE ET SES CONSEQUENCES MORPHOGENIQUES.

A- Enneigement et déneigement.

La mesure des hauteurs de neige est toujours une opération délicate : J.Deveau (1963) a montré les causes d'erreurs (vent, obliquité du terrain) et a fourni quelques moyens pour améliorer la valeur des résultats. L'essentiel des données présentées dans ce travail a été recueilli dans les stations du réseau météorologique national, selon des méthodes "artisanales". Les quelques erreurs qui peuvent se glisser dans les relevés ne sont pas très importantes pour nous dans la mesure où nous n'avons pas cherché la grande précision du total, mais beaucoup plus la dynamique de l'enneigement et du déneigement et la répartition géographique du phénomène. Dans l'étude du phénomène neige, ce sont surtout les conséquences, directes ou indirectes, sur les morphogenèses actuelles qui nous ont préoccupé; aussi, le présent chapitre ne doit pas être considéré comme une étude exhaustive sur la neige, mais davantage comme un élément d'explication pour les développements régionaux qui suivent. Ajoutons que la répartition actuelle de la neige est parfois un indicateur précieux pour les dynamiques héritées déjà étudiées.

1- Rappels sur l'enneigement dans le Massif Central.

La présence d'un bon manteau neigeux est un des traits marquants de l'hiver dans le Massif Central. P.Estienne (1956) a pu écrire : "le volume des chutes annuelles y atteint, voire même y dépasse, celui que l'on peut enregistrer dans les Alpes à pareille altitude". Cependant il faut tout de suite ajouter que, sauf en haute altitude, le manteau nival n'est jamais continu durant tout l'hiver et qu'il est souvent coupé par des périodes de fonte plus ou moins longues. Si l'on ajoute une extrême variabilité d'une année à l'autre tant dans la

quantité de neige que pour la durée ou la date des chutes, on comprend qu'il soit malaisé de définir la valeur moyenne de l'enneigement pour l'ensemble du massif.

La figure 121 reprend une carte et les conclusions de P. Estienne (1956) ; elle montre la durée moyenne du manteau de neige ; cette dernière est supérieure à 3 mois pour les plus hauts sommets : ensemble Monts Dore - Cézallier - Cantal, Aubrac, Forez, et sur la longue diagonale qui va de l'Aigoual au Pilat ; pour P. Estienne, la neige tient au sol plus de 5 mois, parfois 6 mois dans les hautes vallées cantaliennes, les versants nord du massif des Monts Dore et au Mézenc ; la Margeride, le Velay et la partie médiane des grands massifs (planèzes) ont encore une couverture nivale entre 2 et 3 mois et le reste du massif, au-dessus de 500 à 600 m, voit l'enneigement durer de un à deux mois ; en dessous, sur les bas plateaux, le manteau neigeux est médiocre et irrégulier. Que l'on compare avec les Alpes Suisses : 241 jours à Grimsel (1950 m) - 178 jours à Andermatt (1442 m) - 137 jours à Grindelwald (1040 m) - et 32 jours à Altdorf (449 m) ! (G. Escourrou, 1980, p. 48).

La puissance moyenne du manteau nival est encore plus difficile à apprécier, surtout en raison des différences enregistrées d'une année sur l'autre. Si en 1948 - 1949 la couche fut partout mince, en 1950 - 1951, elle atteignit une telle épaisseur que son souvenir reste gravé dans beaucoup de mémoires tant dans le Cantal qu'en Aubrac, en Margeride et même sur les Causses : 2 m à 1 200 m à Bénéch près de Mandailles, presque 2 m à Sainte-Eulalie au pied du Gerbier.

Pour la hauteur totale de neige tombant chaque hiver, les calculs effectués pour la période 1930 - 1939 par P. Estienne, donnent 2,24 m à la Chaise-Dieu (1075 m), 3,22 m à Grèzes (1100 m), 2,84 m au Monastier (960 m) ; calculée sur 1880 - 1949, la moyenne du Puy de Dôme est de 7,25 m. Ce sont des résultats tout à fait comparables à ceux que l'on peut enregistrer dans les Préalpes et même les massifs centraux, à égalité d'altitude ; mais la différence entre les deux massifs réside dans la couche instantanée, toujours plus mince et plus irrégulière dans le temps avec des disparitions momentanées dans le Massif Central.

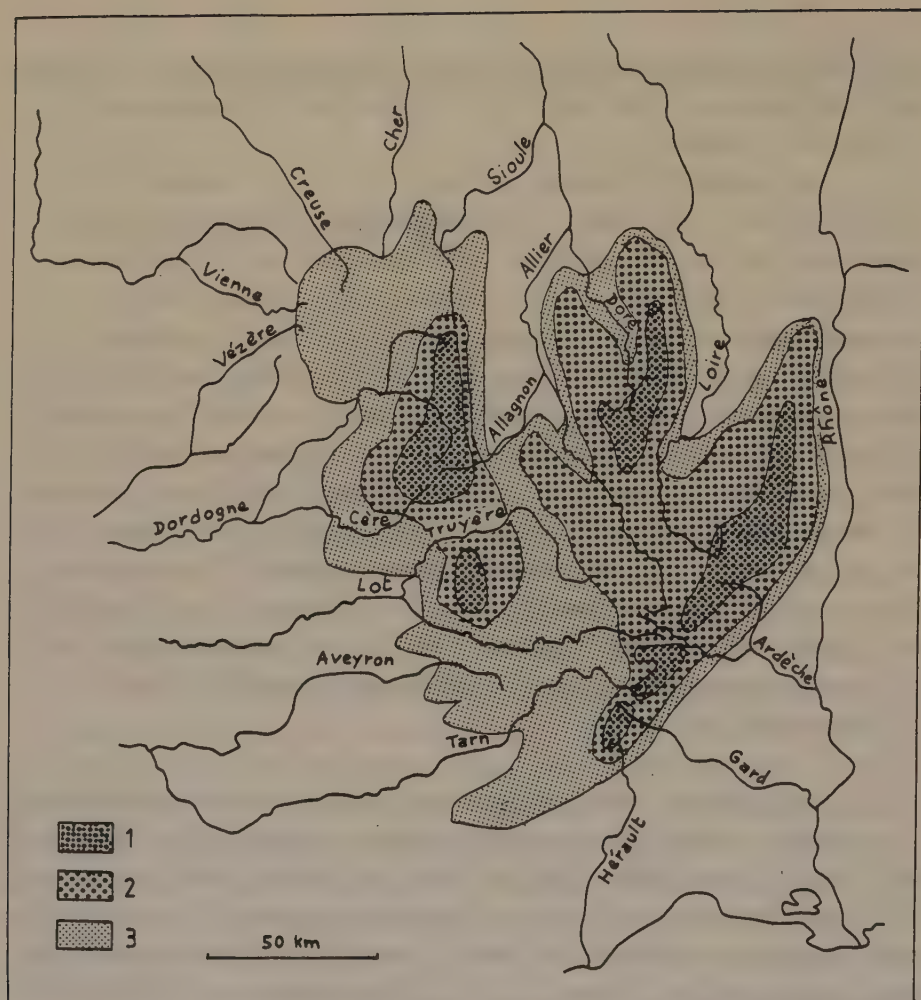


Fig. 121 : Durée moyenne du manteau neigeux dans le Massif Central, d'après P.Estienne, 1956, p. 51.

1. plus de 3 mois. -- 2. de 2 à 3 mois. -- 3. de 1 à 2 mois.

Un des derniers traits, signalé par tous, est la violence des vents qui parfois provoquent des tempêtes de neige. La "burle" ou "l'écir" balaye les hauts plateaux et accumule d'épaisses congères bloquant routes et villages : durant l'hiver 1950 - 1951, les amas de neige dépassent 6 m de haut à Loubaresse (P. Estienne) ! Même les hivers peu enneigés comme 1978 - 1979 connaissent ces tempêtes : que l'on se souvienne des chutes des 20 et 21 décembre 1978 où la neige provoqua la destruction des lignes à haute tension et des destructions considérables dans les pinèdes aux confins de la Haute-Loire, de la Lozère, et de l'Ardèche !

2- L'apport des images obtenues par satellite.

La nécessité d'établir une véritable géographie de la neige nous a conduit à réaliser l'étude du manteau neigeux grâce aux images obtenues par satellite. L'opération a été menée dans le cadre d'une collaboration avec le Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) et le Centre de la Météorologie Spatiale (CEMS) (P. Clergeot, Ph. Hébert, B. Valadas, 1979 et Ph. Hébert, G. Saint, B. Valadas 1980). Elle porte sur deux périodes :

- la première, de novembre 1977 à Mai 1978 a été réalisée grâce aux documents fournis par le satellite météorologique NOAA 5. Ce dernier a un pouvoir de résolution assez limité mais il nous permettait d'avoir une image quotidienne couvrant tout le massif. En fait, une image hebdomadaire aurait suffi mais nous n'avons pu obtenir que 8 situations pour toute la période considérée en raison d'un couvert nuageux trop dense.

- la seconde, de janvier à mai 1979 avec d'abord des documents issus de NOAA, puis à partir de mars 1979, venant de TIROS N dont la prise de vue est également quotidienne.

a/ les problèmes techniques.

Nous n'insisterons pas sur l'intérêt de la télédétection comme méthode de recherche en géographie. Nous renvoyons le lecteur à la mise au point de R. Regrain (1980, p. 326-368), qui reprend la plupart des travaux antérieurs.

Les images issues de NOAA, générées au CNES, sont représentées par 12 tons de gris dans les deux bandes spectrales, Visible (1) et Infra-rouge thermique (11) du radiomètre du satellite. Une optimisation locale par traitement numérique fut appliquée aux images brutes pour en améliorer la lecture. Dans certains cas, une correction géométrique s'est révélée nécessaire pour faciliter la cartographie.

TIROS N possède, lui, une résolution au sol de 1,1 km et il est équipé d'un radiomètre à 4 canaux :

- une bande dans le Visible (0,55 - 0,9 μ) (canal 1)
- une bande dans le proche Infra-rouge (0,725 - 1 μ) (canal 2)
- une bande dans l'Infra-rouge moyen (3,55 - 3,95 μ) (canal 3)
- une bande dans l'Infra-rouge thermique (10,5 - 11,5 μ) (canal 4)

Avant d'établir une cartographie sérieuse, il a fallu mettre au point la méthode d'analyse des images pour régler les nombreux problèmes rencontrés :

- le premier est lié à la déformation géométrique des images. La correction s'opère à partir de points d'appui bien situés géographiquement. On peut dès lors cartographier plus aisément bien qu'il n'y ait jamais de superposition parfaite avec la carte de même échelle. Une certaine marge d'interprétation est donc laissée au chercheur.

- le second concerne la difficulté qu'il y a à distinguer entre la neige et les nuages. Avec NOAA 5, il a été impossible de réaliser cette séparation sans passer par l'interprétation d'un cartographe qui tient compte de nombreux critères : topographie, observations au sol... Avec TIROS N, il a pu être possible de séparer les objets en trois classes : terre et eau, neige et nuages, nuages (brumes) et de distinguer ensuite la classe terre de la classe eau à l'aide du canal 2, la classe neige d'une classe nuage à l'aide du canal 4. On peut ainsi espérer aboutir à une cartographie automatique, mais il

n'en demeure pas moins qu'une analyse soignée de chaque image est nécessaire pour pouvoir ajuster au mieux les seuils.

L'intérêt d'une telle étude est d'avoir une vue synoptique pour l'ensemble du Massif Central, intéressante tant du point de vue de la recherche fondamentale que de celui des applications. Pour chaque situation donnée, nous avons pu étudier et comparer les différents massifs entre eux, relever les limites altitudinales et mettre ainsi en valeur le rôle de la latitude, de la taille, de la situation et de l'exposition des massifs face aux grands courants perturbés. Tout cela de façon à proposer une régionalisation de l'enneigement dans le Massif Central pour les hivers 1977-1978 et 1978-1979.

N'ont été retenus que les meilleurs documents, c'est-à-dire ceux à faible couverture nuageuse de façon à mettre au point le plus sûrement possible la méthode de cartographie manuelle et, à terme, de cartographie automatique. Le contrôle sur le terrain et la concordance avec les mesures au sol ont été effectués à chaque fois. Dans plusieurs cas, nous avons pu remarquer la précision étonnante de l'image fournie par le satellite. Dans beaucoup d'autres, il a fallu combiner les limites fournies par les divers canaux pour obtenir le tracé le plus proche de la réalité-terrain : avec NOAA 5, le canal 1 (Visible) est le plus aisé à utiliser et donne des limites franches qui correspondent au couvert neigeux continu tandis que le canal 11 (IR), aux limites plus larges et plus floues que le précédent, fournit les secteurs à enneigement discontinu, à neige fondante répartie en plaques et congères.

Certaines limites techniques n'ont pu être franchies et des questions sont restées sans réponse. La plus importante est celle qui concerne l'épaisseur de la couverture de neige : quelle que soit la différence constatée au sol, aucune correspondance n'a pu être établie avec l'intensité du blanc du document. De même, il est pratiquement impossible de faire la part entre certains systèmes nuageux et le manteau neigeux : une critique serrée du document est donc nécessaire avant toute cartographie ; l'étude combinée de plusieurs canaux comme 1 et 4 avec TIROS permet parfois de trancher mais des incertitudes demeurent. Ainsi, il est impossible d'avoir une longue

série pour un suivi complet de l'enneigement, en raison de l'abondance des jours à ciel couvert dans le Massif Central.

Enfin, il nous a été très difficile de travailler dans le cadre étroit d'une vallée et de ses versants en raison de l'échelle des documents. Les meilleures corrélations terrain - images ont été obtenues en topographie calme : planèzes de l'Est cantalien, plateaux de l'Aubrac. Mais lorsque le relief est bien disséqué, les limites sont floues et variées d'un canal à l'autre ; le canal Visible donne, dans ce cas, des résultats meilleurs que l'Infra-rouge thermique (l'étroitesse des crêtes ne permettant pas de grands contrastes thermiques avec les hauts versants voisins).

Une tentative intéressante, pour résoudre ces problèmes, a été conduite à partir de l'exemple des Pyrénées par C. Leprieur (1979, Chap. III). Nous renvoyons le lecteur à cet ouvrage dans lequel l'auteur parvient à extraire "le manteau neigeux de l'image transmise par le satellite et de situer exactement sa position sur le sol".

b/ étude de cas.

Les documents retenus en fonction d'une lisibilité suffisante n'ont pu l'être qu'en petit nombre. Pour l'hiver 1977-1978, 8 cas ont été disponibles : 19 novembre 1977, 7 janvier, 7, 19 et 28 Mars, 2 et 12 avril et 11 mai 1978 ; pour l'hiver 1978-1979, 6 cas : 7, 14 et 16 janvier, 8 et 19 avril et 13 mai 1979. Ils permettent de distinguer des situations de mise en place du couvert neigeux, d'enneigement maximum et enfin de disparition progressive du manteau nival. Nous avons manqué de véritables séries (sauf pour janvier 1979) ; les images sont en réalité des instantanés séparés par des périodes de fonte plus ou moins brutales et complètes. Chaque document doit donc être replacé dans le contexte de l'année climatique afin d'éviter les risques d'erreurs d'interprétation. L'intérêt réside surtout, pour chaque situation prise isolément, dans la comparaison entre les massifs dont la situation géographique est différente : c'est à ce titre que cette étude nous apporte des éléments explicatifs pour la connaissance des morphodynamiques actuelles et passées.

* Etudes de situations de début d'hiver (mise en place de la couche neigeuse) :

= le cas du 19 novembre 1977 (fig.122) : l'enneigement est bon sur l'ensemble du Massif Central surtout dans sa partie septentrionale ; des chutes importantes se sont produites du 14 au 17 en liaison avec un fort courant perturbé de secteur Nord-Ouest ; le temps froid du 18 et du 19 permet une excellente conservation.

Les limites atteintes par le manteau neigeux montrent de grandes différences selon les massifs, de 900 m dans le Nord-Ouest des Monts Dore à 1350 - 1400 m dans l'Aigoual et le Mont Lozère, en passant par 1200 m dans le Sud de la Margeride et l'Aubrac. A l'échelle de chaque massif, on peut noter de belles dissymétries : entre le flanc Nord-Ouest de l'ensemble Monts Dore - Cézallier (enneigement à partir de 900 m) et le flanc Sud-Est (1200 m) ; de même dans le Cantal, le manteau neigeux continu existe à partir de 1000 m dans le Nord-Ouest, l'Ouest et le Sud-Ouest tandis qu'à l'Est/Sud-Est il ne se trouve qu'à 1100 m et même 1200 m dans le "golfe" du Haut Allagnon ; en Margeride, l'opposition se fait d'une part entre le Nord-Est (1100 m) et le Sud (1200 - 1250 m) et d'autre part entre l'Est et l'Ouest (1200 m). Ces oppositions sont à mettre en relation avec la circulation atmosphérique, les précipitations ayant été plus abondantes sur les versants tournés vers le Nord et le Nord-Ouest.

On peut distinguer géographiquement deux grands ensembles neigeux (fig. 122 et planche photos VI bis) :

- Cantal-Cézallier-Monts Dore qui forment une belle unité prolongée au Nord par les Monts Dômes.
- la Margeride à laquelle s'agglomèrent au Sud-Est le Goulet, Gardille et le Tanargue pour donner une autre unité qui surprend par son ampleur.

L'unité formée par la Margeride continue sans doute en partie vers le Velay oriental et le plateau ardéchois non visibles sur le document.

Le canal IR permet d'appréhender autour du manteau neigeux continu des secteurs à neige fondante, à couverture discontinue : on les remarque surtout dans le Nord-Ouest des Monts Dore-Dômes où ils

atteignent la limite inférieure de 750 - 800 m et dans le Nord de la Margeride où ils s'abaissent jusqu'à 1100 m ; en Cantal et Aubrac, ils ne forment qu'une petite auréole autour des massifs ; autour de l'Aigoual, leur présence sur toutes les crêtes témoigne des difficultés d'installation du manteau neigeux dans cette région méridionale (1).

= le cas du 7 janvier 1978 : depuis le cas précédent, les chutes ont été faibles et le document reflète le bilan enneigement-fonte pour un début d'hiver peu neigeux. (fig. 123 et pl. photos VI bis).

L'avantage est toujours aux grands massifs du Nord-Ouest : l'ensemble Monts Dore - Cantal est à peine coupé par une bande non neigeuse sur l'interfluve Santoire - Allanche ; une extension s'est produite tant en Artense que sur les planèzes du Sud-Est cantalien ; le Forez conserve une bonne couverture. Le Sud-Est apparaît totalement déneigé sauf quelques petits points au sommet du Mont Lozère et en Margeride où ils ne sont révélés que par l'IR, sans doute en raison de leur caractère discontinu. Dans la bande médiane l'enneigement est peu important et se réduit à l'axe faîtière de l'Aubrac, du Devès central et aux plus hauts sommets du Velay oriental.

A l'échelle des massifs, ce sont les versants tournés vers le Nord-Ouest qui sont le plus couverts étant donné leur exposition face aux courants perturbés du Nord-Ouest qui ont provoqué les chutes des 3 et 4 janvier. Le manteau est continu à partir de 800 m en Artense, 900 m au Nord-Ouest de la Dordogne tandis qu'à l'Est, il ne descend guère en-dessous de 1200 m. La dissymétrie est moins nette dans le Cantal où les plateaux orientaux sont aussi enneigés que ceux du Nord-Ouest ; elle cesse totalement dans l'Est où la couche neigeuse apparaît partout vers 1200 m (Devès, Velay oriental).

Depuis le 19 novembre 1977, on trouve quelques constantes dans certaines limites altitudinales qui sont autant de lignes forces dans la géographie du Massif Central : il en est ainsi des limites orientales du Cézallier (1200 m) et occidentales de l'Aubrac (1200-1250 m) ; de même, la faiblesse de l'enneigement du couloir Rhue - Santoire et de la haute vallée de l'Allagnon mérite de retenir notre attention.

(1) : Pour des raisons de commodité du dessin, seule a été représentée la diagonale de terrain allant des Monts Dore au Mont Lozère et au Mézenc ; de ce fait, bien que citées dans le texte, les limites d'enneigement du Forez, de l'Aigoual et du Lévezou n'apparaissent pas sur les cartes.

Fig. 122 : Limite inférieure de l'enneigement
le 19-11-1977 d'après les données fournies par
le satellite NOAA 5.

- limite inférieure (Visible).
- - - limite inférieure (IR).

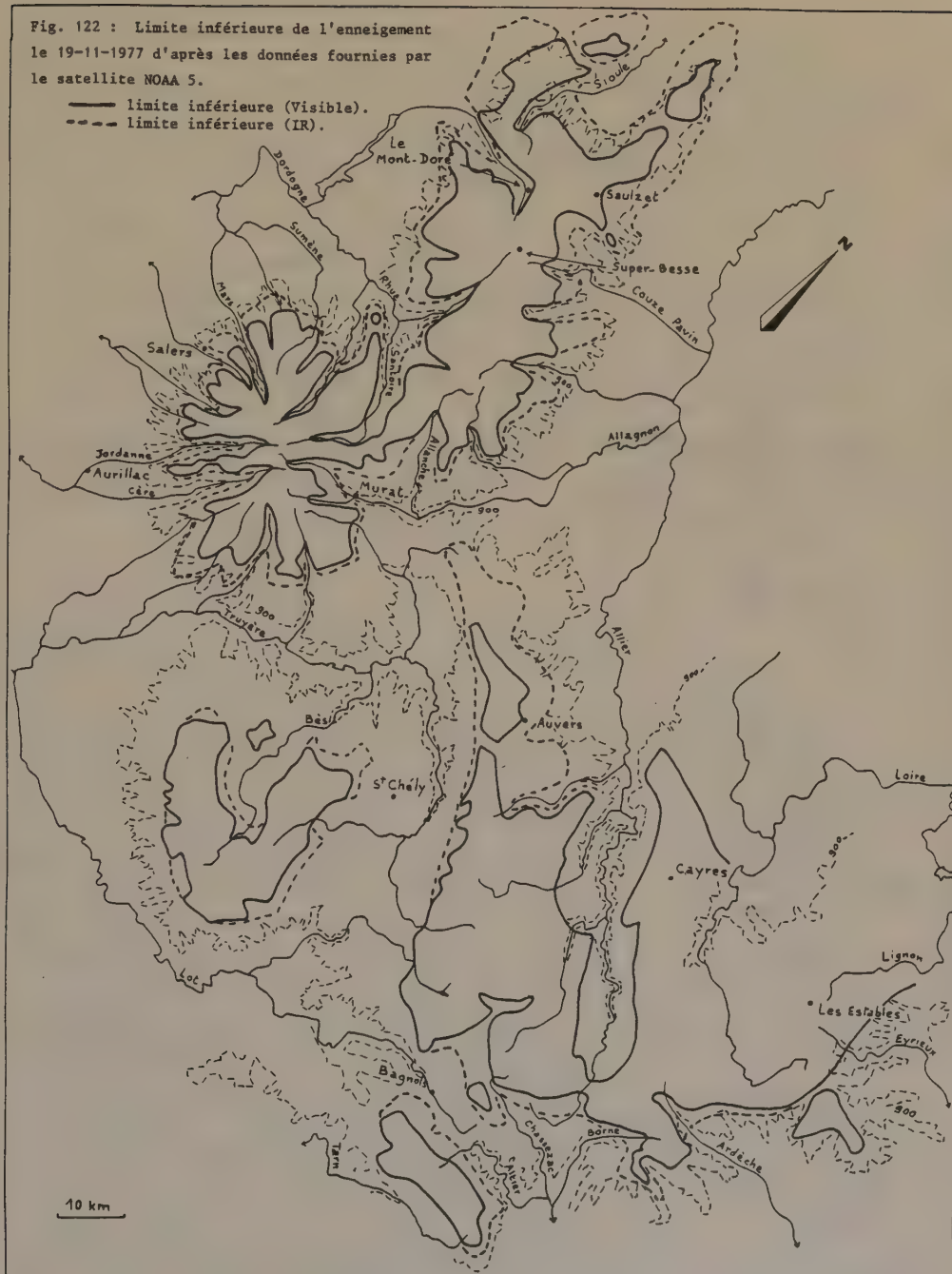
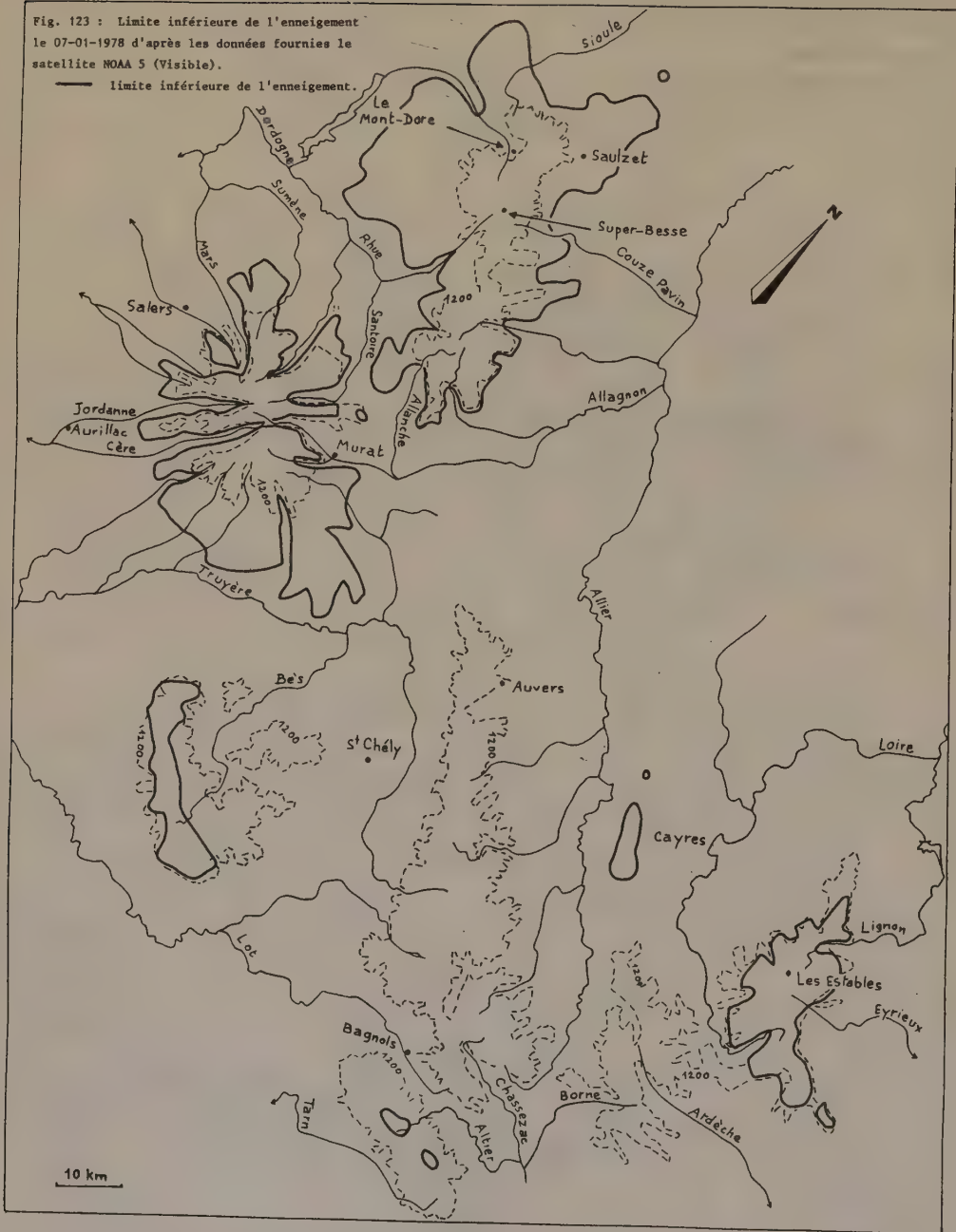


Fig. 123 : Limite inférieure de l'enneigement
le 07-01-1978 d'après les données fournies le
satellite NOAA 5 (Visible).

— limite inférieure de l'enneigement.



* Etudes de situation d'installation du manteau nival :

= les cas des 7, 14 et 16 janvier 1979 : le choix des documents a été réalisé en fonction de la qualité des images mais aussi de façon à avoir une série correspondant à la mise en place du manteau après d'abondantes chutes. En effet, en ce début d'année 1979, toute la moitié nord de la France et la plupart des massifs montagneux, sauf les Pyrénées, ont reçu de grosses quantités de neige surtout le 31 décembre 1978 et les 3 et 4 janvier. Les 5 et 6 janvier, les températures sont basses surtout sur la moitié nord de la France ; elles permettent une bonne conservation de la couche en altitude, mais un début de fonte peut se produire en périphérie du Massif Central.

La fig. 124 montre l'importance de l'enneigement dans les grands massifs (Monts Dore, Cantal, Aubrac). Pour les Monts Dore et le Cézallier, la couche est continue à partir de 1000 m sauf dans le Nord où elle ne le devient qu'à partir de 1100 - 1200 m. Les limites du manteau sont franches. Le Cantal, comme le Sud du Cézallier, présente un enneigement très dissymétrique, la neige atteignant 900 m sur les planèzes de l'Est et du Sud tandis qu'au Nord-Ouest, seules les échines étroites au-dessus de 1200 m portent un manteau neigeux. Cette dissymétrie est conforme à la réalité-terrain, le surenneigement s'expliquant par des chutes plus abondantes sur la partie sud en fin de perturbation. Toutefois, il est possible que l'image ait sous-estimé l'extension réelle du manteau neigeux dans le Nord-Ouest du Cantal.

En Aubrac, la limite atteinte par la neige est de l'ordre de 1000 - 1100 m, le canal 11 (IR) montrant une extension beaucoup plus large vers l'Est, ce qui est plus conforme à la réalité (Ribennes-Ganivet : 15 cm). La limite méridionale est de tracé difficile à suivre surtout sur le canal 11, sans doute en raison de la topographie, et elle semble en retrait par rapport à l'enneigement véritable (Saint-Germain du Teil : 11 cm). Le couloir sans neige entre Aubrac et Margeride semble trop déporté vers l'Est (canal 11) : il conviendrait sans doute de le recaler dans l'axe de la Truyère moyenne.

= pour les petits massifs, l'enneigement est important surtout dans le Sud-Ouest et sur la corniche cévenole ; les massifs de l'intérieur sont moins couverts. L'importance des secteurs à neige fondante apparaît grâce au canal 11 (IR).

En Lézou, la limite est de l'ordre de 1000 m vers le Sud-Ouest.

La corniche cévenole au Sud du Mont Lozère se présente d'une façon variable. Sur le Causse Méjean et la bordure des Cévennes, de Barre à Cassagnas, c'est le canal 11 qui donne l'image la plus conforme à la réalité tout en restant sans doute en-deçà de la limite véritable. Au Larzac, les deux canaux concordent et sont proches du terrain (neige continue à 900 m). Au contraire, l'Aigoual - Lingas apparaît comme peu enneigé (à partir de 1300 - 1400 m avec le canal 1), ce qui n'est pas conforme à la réalité. Bonnes ou mauvaises concordances tiennent dans doute à la topographie, les espaces plans favorisant la qualité des images.

Le Mont Lozère semble peu enneigé avec le canal 11 et très largement couvert avec le canal 1, les limites fournies par le document restant toutefois moins étendues que la neige mesurée au sol.

Du Sud de la Margeride au Mézenc, en passant par le Tanargue, les limites sont relativement concordantes entre elles et conformes à la réalité. Le canal 11, plus continu dans sa présentation, donne l'image la plus juste surtout dans la région du haut Allier au Nord du Mézenc. Margeride du Nord et Devès, peu enneigés apparaissent sur le canal 1.

D'importantes chutes de neige se produisent ensuite à partir du 10 et jusqu'au 13 janvier. De ce fait, la situation du 14 janvier est au coeur de la période la plus enneigée de l'hiver 1978-1979. On est alors frappé par l'importance de l'enneigement : la neige forme une couverture continue du Nord-Ouest au Sud-Est ; seuls les bassins de Limagne y échappent, dégagés beaucoup plus haut sur leur bordure occidentale qu'à l'Est ; la plupart des vallées sont déneigées à partir de leur section médiane et l'on peut noter les "golfs plus chauds" de la haute Dordogne jusqu'aux confins de l'Artense, du Rouergue, du Tarn et surtout du bassin du Puy qui apparaît avec une grande netteté.

Fig. 124 : Limite inférieure de l'enneigement
les 7 et 14-01-79 d'après les données fournies
par le satellite NOAA 5.

1. le 07-01-79 (Visible).
2. le 07-01-79 (IR).
3. le 14-01-79 (Visible).
4. le 14-01-79 (canal IR).

le canal IR n'a pas été dessiné lorsque ses
limites correspondent à celles du Visible.

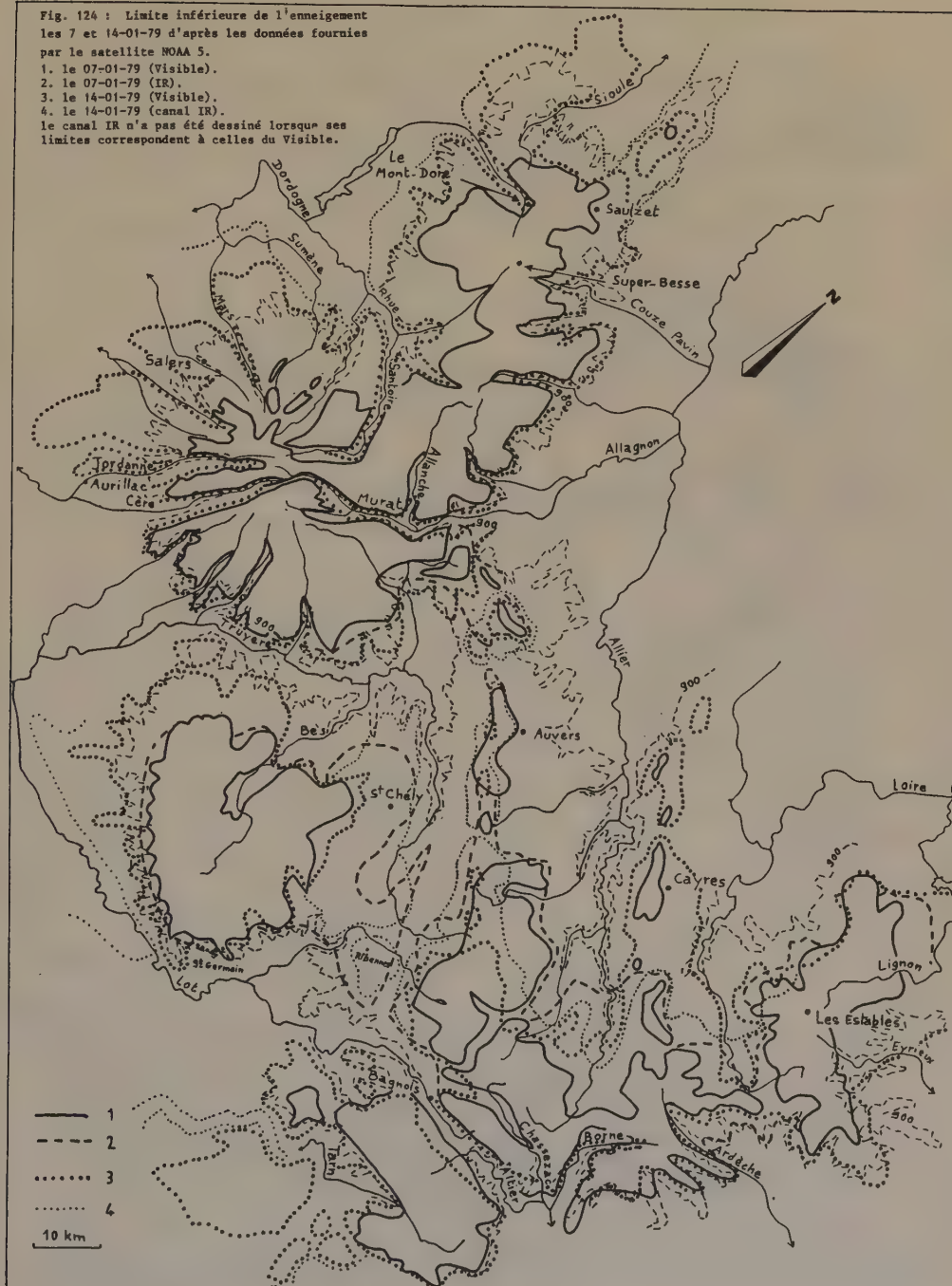
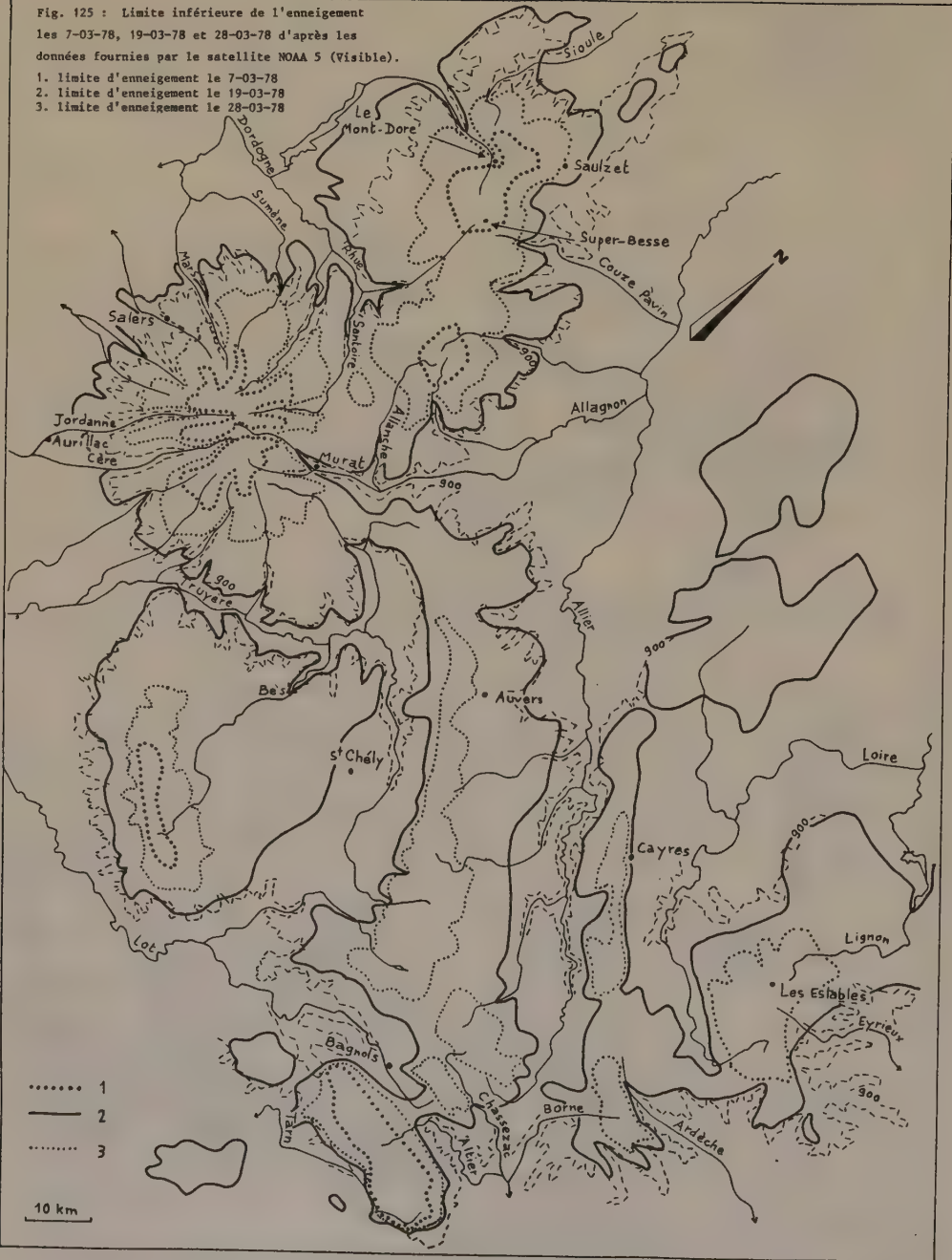


Fig. 125 : Limite inférieure de l'enneigement
les 7-03-78, 19-03-78 et 28-03-78 d'après les
données fournies par le satellite NOAA 5 (Visible).

1. limite d'enneigement le 7-03-78
2. limite d'enneigement le 19-03-78
3. limite d'enneigement le 28-03-78



Avec le pointillé traduisant le canal 11 interprété d'une façon large, on peut mettre en évidence l'auréole de terrain où la fonte est presque terminée, traduisant là les terrains qui, tout en étant susceptibles de recevoir de grosses chutes, ne sont jamais véritablement enneigés pour une longue période. Quand elles ont un tracé sûr, les lignes des canaux 11 et 1 délimitent entre elles des régions à enneigement marqué et durable mais où la fonte s'amorce à chaque redoux empêchant la création d'une sous-couche à neige durcie. Cette dernière ne peut trouver place qu'à l'intérieur des massifs en-deçà de la ligne matérialisant le canal 1, encore n'occupe-t-elle pas tout l'espace ainsi délimité. Ajoutons que les massifs du Sud-Ouest (Lévezou), de l'extrême Sud et des Causses ne connaissent pas l'installation d'une vraie sous-couche.

L'image du 16 janvier, malheureusement de mauvaise qualité, permet d'apprécier le début de fonte survenu depuis le 14. Les limites du manteau continu se calquent alors pratiquement sur celles du canal 1 au 14 janvier 1979, limites qu'elles débordent encore légèrement vers l'extérieur. Cette observation confirme ce qui vient d'être dit pour le cas précédent : la conservation de la neige ne peut se faire que dans le cadre étroit des plus hauts massifs. On peut considérer les limites du canal 1 au 14 janvier 1979 comme représentatives de la situation au coeur de l'hiver. Celle-ci a été difficile à étudier en raison de la nébulosité élevée et, sur deux années consécutives, nous n'avons pu trouver aucune image de qualité en février et qu'une seule en mars. (1).

* Etude de la situation en fin d'hiver.

= Avec le cas du 7 mars 1978, nous sommes en présence d'un bilan de fin d'hiver après une longue période de fonte (20 jours).

L'ensemble des Monts Dore - Cézallier - Cantal est dissocié et il ne subsiste qu'un manteau neigeux résiduel sur les sommets : au-dessus de 1300 m dans les Monts Dore, 1400 m dans le Cézallier, 1400 m dans le Nord et l'Est du Cantal, 1300 m au Sud du même massif et 1350 m pour l'Aubrac où la neige ne demeure plus que sur l'axe faîtière (fig. 125).

(1) : La situation au 16 janvier n'a pas été représentée pour ne pas surcharger le dessin.

Seul, le Mont Lozère possède un enneigement considérable, eu égard à sa taille et à sa position : la neige y atteint 1200 m au Sud-Est et 1300 m partout ailleurs.

A ce moment là, l'hiver, défini selon le seul critère enneigement, semble terminé. Il n'en est rien, la neige va recouvrir à nouveau le sol plusieurs fois avant l'installation définitive du printemps.

= le cas du 19 mars 1978 : l'enneigement apparaît considérable sur la fig. 125. De grosses chutes de neige sont venues s'ajouter aux neiges anciennes donnant une couverture proche du maximum hivernal, aux limites très peu différentes de celles du canal 1 au 14 Janvier 1979.

L'enneigement est tel que les massifs montagneux sont pratiquement tous reliés entre eux. Seuls les grands couloirs liés aux vallées principales laissent d'étroites voies de passage (la haute Truyère, le haut Allier, et surtout la Loire moyenne). L'ensemble Monts Dore-Cantal est bien continu et relié à la Margeride ; cette dernière est elle aussi en continuité avec les petits massifs adjacents du Sud-Est, y compris le Mont Lozère ; toute la bordure orientale, du Pilat au Tanargue, forme une bande continue ; le Livradois enneigé sert de trait d'union entre le Velay occidental et le Forez (voir planche photos VI ter).

Les altitudes minimales atteintes par la neige sont de 850-900 m sur les façades occidentales et septentrionales et de l'ordre de 1200 m pour les massifs méridionaux face au Sud-Est. A l'échelle des massifs, les différences liées à l'exposition sont atténuées : 700 m à l'Ouest des Monts Dore, 950 m à l'Est ; 900 m à l'Ouest de l'Aubrac, 1000 m à l'Est ; 900 m à l'Ouest du Mont Lozère, 1200 m à l'Est.

Les secteurs à neige fondante marquée par l'IR apparaissent surtout aux deux extrémités : dans le Sud-Est, de l'Aigoual au Tanargue, où la fonte est déjà commencée ; dans le Nord-Ouest, en Limousin et en Châtaigneraie cantalienne.

Cette situation que l'on pourrait croire représentative du coeur de l'hiver n'est en fait que l'expression momentanée du manteau neigeux après une abondante chute tardive. Le contrôle terrain montre que l'on retrouve en quelques jours une situation peu enneigée, très proche de celle du 7 mars 1978. Des variations aussi brutales sont le trait dominant des périodes de fin d'hiver - début du printemps.

= le cas du 28 mars 1978.

Depuis le 19, après une courte période de fonte, il y a eu à nouveau une chute vers le 25, puis à nouveau fonte : le dessin du manteau neigeux est donc le résultat d'un bilan portant sur quelques jours sauf pour les parties les plus hautes où existent encore de vieilles neiges (fig. 125 et planche photos VI ter).

L'ensemble Cantal - Monts Dore reste bien enneigé mais se présente en deux éléments séparés par les vallées de la Santoire et de l'Allanche. Pour les Monts Dore - Cézallier, la couche atteint 1050 - 1100 m dans le Nord-Ouest et seulement 1200 m à l'Est. Pour le Cantal, la limite est de l'ordre de 1200 m sauf aux deux extrémités méridionale et septentrionale où elle se situe vers 1100 m. L'Aubrac, enneigé seulement sur l'axe faîtière, est couvert jusqu'à 1200 m à l'Ouest et 1250-1300 m dans le Sud-Est. Tous les massifs du Sud-Est, y compris la Margeride méridionale, sont encore fortement enneigés, la limite est en général vers 1200 m ; cette limite se relève dans le Tanargue et en Aigoual (1250 - 1300 m).

Les secteurs à fonte très rapide du Sud-Est apparaissent grâce à L'IR.

= le cas du 8 avril 1979.

La situation est tout à fait semblable au cas précédent : le début du mois de mars, doux et humide, a permis la fonte presque complète de la neige sur la plupart des massifs. Les secteurs à neige ancienne durcie ne subsistaient alors que sur les points les plus hauts. Mais, depuis le 15 mars, de nombreuses chutes intermittentes et peu abondantes ont eu lieu. Début avril, un courant frais et instable de Nord-Ouest prend la France en écharpe et donne des pluies et de la neige en altitude surtout les 3, 4 et 5 avril. Ces chutes frappent surtout la partie septentrionale du Massif Central et en particulier les versants tournés au Nord.

Nous sommes donc en présence d'étroits secteurs à neige ancienne recouverts par des auréoles plus larges à neige fraîche seule, neige en cours de fonte plus ou moins rapide selon les conditions locales. Cette couverture neigeuse disparaît de la plupart des stations à partir du 10.

Etant donné la date, l'enneigement est important surtout pour les grands massifs : l'ensemble Monts Dore - Cézallier est à peine séparé du Cantal (fig. 126).

Pour ces deux massifs, l'enneigement continu se situe vers 1200 m et s'abaisse à 900 - 1000 m au Nord-Ouest, ce qui correspond tout à fait aux contrôles effectués sur le terrain : Picherande (1050 m) et Egliseneuve (965 m) ont un enneigement pratiquement continu depuis le 15 mars. La neige récente, discontinue, forme une auréole plus ou moins large autour des massifs, étendue surtout au Nord-Ouest et au Nord en raison de la topographie et de la circulation atmosphérique qui a favorisé la chute sur les versants septentrionaux et occidentaux. Dans le Sud-Est du Cantal, la présence de nuages gêne l'observation.

L'Aubrac paraît très enneigé surtout si on le compare aux autres massifs du Sud ; la neige située au-dessus de 1200 m dans l'ensemble (1100 au Nord-Ouest) s'étale largement vers l'Est et le Sud, avec une auréole de neige fondante à l'Ouest.

Ailleurs, l'enneigement est très fractionné : en Margeride, la neige continue subsiste au-dessus de 1400 m au Mont Mouchet, aux sources de la Truyère et vers le Signal de Randon, mais, partout ailleurs, elle présente un manteau à fusion rapide ; au Mont Lozère, elle se tient au-dessus de 1500 m ainsi qu'au Mézenc ; en Forez, les limites sont plus basses, 1200 m dans le Sud, 1400 m ailleurs sous la forme d'une frange étroite. L'enneigement discontinu est relativement peu étendu (en raison du type de chute) et dépend surtout de la topographie (beaucoup plus large sur les secteurs plans).

Sur le document fourni par TIROS N, l'enneigement ancien, avec présence d'une sous-couche renforcée par la chute récente, apparaît en blanc intense et ses limites sont faciles à cerner. Les chutes récentes à fonte rapide se traduisent par une auréole en grisé tout autour. On est là en présence d'un cas où l'on peut mettre en évidence la géographie de la neige à caractère durable (à l'échelle d'une année) : les grands massifs du Nord, y compris le Forez, et auxquels il faut ajouter l'Aubrac, en sont bien pourvus ; les massifs du Sud-Est n'en possèdent que de petites taches très isolées les unes des autres, les plus importantes étant sur le Mont Lozère.

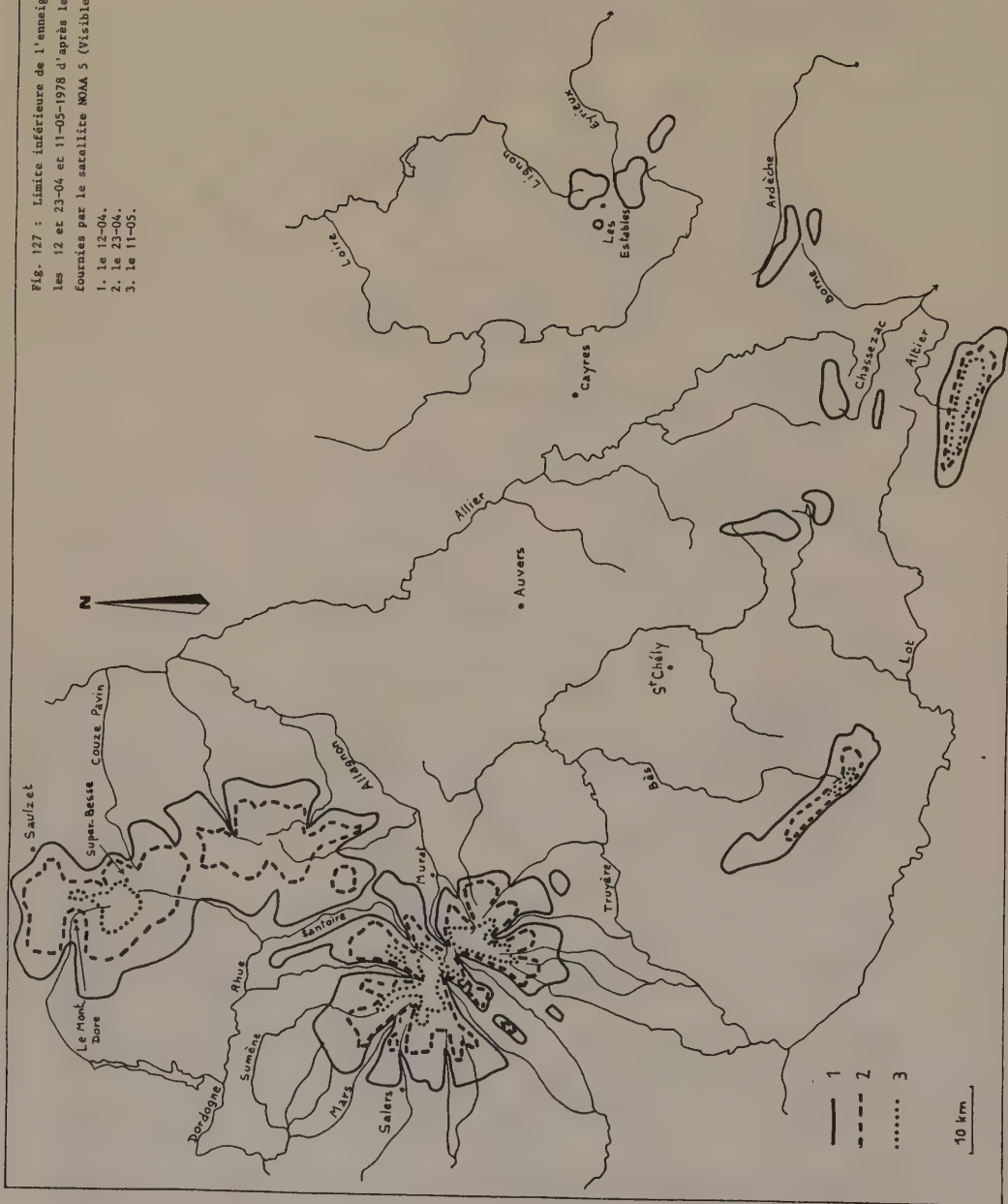
Fig. 126.: Limite inférieure de l'enneigement
le 08-04-1979 d'après les données fournies par
le satellite TIROS N.

1. limite des secteurs à enneigement ancien
avec présence d'une sous-couche.
2. limite inférieure à enneigement
récent, à fonte rapide, sans sous-
couche.
3. nuage.



Fig. 127 : Limite inférieure de l'enneigement
les 12 et 23-04 et 11-05-1978 d'après les données
fournies par le satellite NOAA 5 (Visible)

1. le 12-04.
2. le 23-04.
3. le 11-05.



* Etude de la disparition du manteau neigeux.

= les cas des 12 et 23 avril et du 11 mai 1978.

Le 12 avril, une abondante chute tardive se produit, plus marquée dans le Nord-Ouest du massif. En raison de la saison, la neige ne tient réellement que sur les plus hauts sommets et surtout là où a subsisté une sous-couche (fig. 127).

Cantal et Monts Dore forment à nouveau un ensemble continu ; les limites de l'enneigement y sont légèrement plus larges que sur le dernier cas étudié, en mars 1978 : 1000-1100 m au Nord-Ouest et au Nord, 1200 m à l'Est/Sud-Est.

Les massifs du Sud-Est, n'ayant pas reçu de neige fraîche, continuent de subir un déneigement important depuis la fin mars ; pour l'Aubrac, les secteurs enneigés sont au-dessus de 1300 m ; pour le Mézenc, le Tanargue et l'Aigoual, ces limites sont au-dessus de 1400 m ; elles dépassent 1450 m pour le Sud de la Margeride, Gardille et le Goulet. Seul le Mont Lozère, en raison de sa taille et des altitudes maximales est encore fortement enneigé jusqu'à 1250 m.

L'IR donne une bonne idée de la répartition des chutes de neige des jours précédents, en particulier sur les plateaux orientaux de l'Aubrac et la plus grande partie de la Margeride centrale et septentrionale.

Avec le 23 avril 1978, le manteau a subi une fonte poussée. Les massifs du Nord-Ouest sont encore fortement enneigés à des altitudes relativement basses, de l'ordre de 1200 m pour l'ensemble Monts Dore - Cézallier - Cantal lequel s'est dissocié en ses trois constituants. Mais, dans tout le Sud-Est, la neige ne subsiste qu'au dessus de 1500 m à l'Aigoual, 1300 m en Aubrac et 1400 m sur le Mont Lozère. Les observations de terrain montrent que le Velay oriental est encore enneigé mais le couvert nuageux interdit toute étude dans cette partie de l'image.

Il n'est pas possible de séparer les limites obtenues en Visible et en IR, ce qui montre que les limites de l'enneigement sont alors franches.

Enfin, la situation du 11 mai 1978 présente les derniers restes de manteau neigeux avant la fonte finale. Apparaissent ainsi

les massifs où la neige actuelle peut jouer un rôle dans les morphodynamiques : Monts Dore, Cantal, Mont Lozère et un tout petit secteur de l'Aubrac et du Mézenc ; le manteau a alors complètement disparu du Cézallier, de Margeride et du Tanargue. Les phases ultérieures du déneigement avec le fractionnement du couvert neigeux en grandes congères occupant les niches n'est plus observable à l'échelle des documents fournis par satellite ; il sera présenté plus loin grâce à une étude conduite au sol.

= les cas du 19 avril et du 13 mai 1979 (fig. 128).

L'année 1979 étant peu neigeuse, dès le début du mois d'avril, une fonte très importante s'est produite, liée à des températures relativement élevées et à de fortes pluies. La couverture neigeuse s'est réduite à d'étroits espaces en altitude. Des températures très basses les 17 et 18 provoquent l'arrêt de la fonte et la consolidation du manteau neigeux par gel des couches superficielles.

L'enneigement du Cantal se lit bien ; il est très réduit et cantonné au-dessus de 1250 - 1300 m. La situation des Monts Dore ne peut être interprétée en raison de la mauvaise qualité du document. En Aubrac et sur le Goulet, la neige ne subsiste que sous forme de taches isolées au-dessus de 1400 m. La longue échine du Mont Lozère est encore couverte à partir de 1500 m ainsi que le pointement de l'Aigoual. Cézallier, Margeride et Tanargue sont complètement déneigés.

Enfin, le 13 mai, nous retrouvons une situation très proche de celle du 11 mai de l'année précédente : sur le Cantal et les Monts Dore subsistent de petites étendues neigeuses qui vont se disloquer en plaques : sur le Mont Lozère, cette dislocation a déjà eu lieu et l'enneigement n'entre plus dans la résolution du satellite.

c/ Conclusions.

L'étude des documents fournis par les satellites NOAA 5 et TIROS N, même s'ils ne portent que sur deux hivers, et en l'absence de références au mois de février, a fait progresser notre connaissance de la géographie de la neige dans le Massif Central. A partir de la distribution sous forme de quelques instantanés une véritable régiona-

Fig. 128 : limite inférieure de l'enneigement
le 19-04 et le 13-05-1979 d'après les données
du satellite TIROS N.
1- le 19-04-79
2- le 13-05-79.



lisation de l'enneigement avec comparaison des massifs entre eux peut être ébauchée.

De grands ensembles neigeux cohérents apparaissent ; ils ont des réponses semblables aux variations de l'enneigement. Le plus important est constitué par les Monts Dore - Cézallier - Cantal. Massifs élevés et étendus, bien exposés face aux courants perturbés de Nord-Ouest, ils reçoivent une abondante couverture de neige qui reste continue du début de la saison froide jusqu'au printemps. Ainsi se crée une barrière méridienne qui gêne considérablement les communications Ouest-Est, particulièrement dans le secteur Dore - Cézallier. La moitié nord du Cantal, enneigée en continu, est, elle aussi, une région difficile pour la circulation. On comprend que les axes routiers importants soient rejetés au Nord ou au Sud de cet ensemble.

L'autre "unité neigeuse" remarquable est formée par le Sud de la Margeride et ses annexes, Gardille, Goulet, Tanargue, se prolongeant parfois vers le Mont Lozère ou le plateau ardéchois et le Velay oriental. Ces massifs sont moins élevés que le Cantal ou les Monts Dore, mais leur fort enneigement est lié à l'étendue des hautes terres (au-dessus de 1200 m) et à leur position en façade cévenole qui leur permet de recevoir de plein fouet les vents issus des perturbations méditerranéennes. C'est un ensemble neigeux moins cohérent que le précédent mais lors des périodes de fortes chutes, les différents massifs étant reliés entre eux par un épais manteau nival, une vaste région est alors difficile d'accès, voire isolée. Toutefois, la disparition de la neige y est beaucoup plus précoce que pour les massifs du Nord-Ouest.

Aubrac, Mont Lozère, Forez sont au contraire de petits massifs, réagissant d'une façon plus indépendante aux variations de la couverture neigeuse.

Entre les grands ensembles neigeux subsistent quelques couloirs liés aux grandes vallées, couloirs dans lesquels l'enneigement est rarement important. En dehors du couloir des Limagnes qui ne connaît un enneigement que pendant de très courtes périodes, il faut noter le haut Allier, la haute Truyère et la haute Loire. Pour les communications,

ces couloirs ne sont malheureusement pas reliés entre eux par des secteurs non enneigés ; haute Loire et haut Allier sont bloqués dans leur partie amont par le secteur très enneigé qui va du Velay oriental à la Margeride ; la haute Truyère est entourée de toute part par des régions très enneigées (Cantal, Margeride, Aubrac).

Des vallées moins importantes se présentent comme des "golfs" à enneigement relativement plus faible : vallée de l'Allagnon, de la Rhue, de la Sioule et du Lot supérieur. Des secteurs d'abri sont remarquables par la faiblesse de leur manteau neigeux qui tranche avec les massifs voisins : c'est le cas de la région des Couzes, face aux Monts Dore et au Céallier.

A l'échelle des massifs, nous avons pu étudier diverses réactions. La Margeride, par exemple, montre une très grande instabilité de son couvert neigeux ; tantôt elle apparaît très enneigée comme les grands massifs du Nord-Ouest, tantôt ses réactions sont celles des massifs du Sud-Est. D'une manière générale, le Sud de la Margeride se rattache aux massifs du Sud-Est à forte influence méditerranéenne, le Nord ayant un comportement plus proche des piémonts des grands massifs. L'Aubrac, quant à lui, doit être dissocié des grands massifs du Nord-Ouest. Certes, il bénéficie des fortes chutes qui affectent le Nord-Ouest, mais il possède aussi le caractère de grande variabilité des massifs du Sud-Est. Ces observations, replacées dans le contexte des grandes glaciations quaternaires, nous permettent de comprendre à la fois l'importance de son englacement (à l'égal des grands massifs) et l'abondance du fluvioglaciaire lié sans doute à de multiples fontes en raison du caractère plus marginal, méditerranéen.

D'une manière générale, de nombreux autres enseignements peuvent être tirés de cette étude. Le rôle de la latitude est évident, il est marqué par l'abaissement en situation comparable des limites inférieures du manteau neigeux, abaissement très marqué entre le Sud-Est et le Nord-Ouest. De même, la taille des massifs apparaît fondamentale, par exemple si l'on compare l'enneigement de l'Aigoual et du Mont Lozère. L'influence de la pente se lit en de très nombreux endroits, en particulier en comparant les flancs occidentaux et orientaux de l'Aubrac.

L'importance de l'exposition dans la distribution du couvert neigeux se retrouve dans chaque document et pour chaque massif, au moins dans la partie nord-occidentale du Massif Central : large extension du manteau neigeux face au Nord-Ouest, disparition brutale à l'Est/Sud-Est.

En ce qui concerne la dynamique de la neige selon les différents massifs et suivant les saisons, il est possible de formuler quelques remarques :

- en début d'hiver, il y a un enneigement plus fort dans le Nord que dans le Sud ; au coeur de l'hiver, les différences s'estompent et le manteau neigeux est très abondant dans le Sud ; en fin d'hiver, la neige est, à altitude égale, aussi abondante dans le Sud que dans le Nord mais elle y disparaît ensuite beaucoup plus brutalement.

- l'extrême variabilité de l'étendue du manteau doit aussi marquer notre attention : de très grandes différences dans les surfaces enneigées se manifestent en quelques jours quel que soit le mois, même au coeur de l'hiver. Toutefois, la fonte entre deux chutes n'est jamais totale sur les plus hauts massifs sur lesquels peut se constituer une couche de neige vieillie et durcie, susceptible de faire un bon "siège" aux neiges ultérieures.

- l'opposition entre versants est toujours beaucoup plus marquée dans les massifs du Nord-Ouest que dans le Sud-Est.

La géographie de la neige que nous venons d'esquisser à partir des documents fournis par satellite permet de retrouver la plupart des limites géographiques qui ont été fixées aux paléodynamiques tant glaciaires que périglaciaires. Nous verrons qu'elle est utile aussi à la connaissance des morphodynamiques actuelles.

3- L'année nivologique dans le Massif Central.

Pour pousser plus avant l'étude de l'enneigement dans le Massif Central, nous insisterons sur quelques aspects de l'année nivologique. Dans l'impossibilité de conduire une étude statistique sérieuse en l'absence de relevés antérieurs à novembre 1977, nous avons préféré choisir des exemples précis et suivre l'évolution du manteau neigeux sur deux années, l'une très enneigée (hiver 1977-78) et l'autre peu (hiver 1878-79). Certes, en ne se servant que de deux années les résultats ont une valeur limitée mais ils permettent une approche concrète, quotidienne du fait neigeux. Des comparaisons entre stations sont possibles et elles conduisent à des remarques d'un grand intérêt géographique.

a/ Enneigement et variabilité des limites altitudinales inférieures du manteau neigeux.

La variabilité du manteau neigeux apparaît comme un caractère constant dans toutes les études qui ont pu être conduites sur la neige dans le Massif Central. Pour exprimer la valeur de cette instabilité nous avons choisi de nous servir des variations de l'altitude de la couverture neigeuse sur la bordure orientale de la chaîne des Dômes telle qu'on peut l'observer à partir de la station météorologique de Clermont-Ferrand. Les observations portent sur 7 ans, de 1970 à 1976. Les résultats en sont consignés sur la figure 129 qui en permet la visualisation. Mieux que par des moyennes, on fait apparaître sous forme de graphique les grandes variations d'une année à l'autre et d'un mois à l'autre :

- les dates d'apparition de la neige à l'automne sont très variables ; elles peuvent aller du 30 septembre au 26 novembre, et la neige se manifeste rarement en dessous de 500 m avant le mois de décembre ; de nombreuses périodes de fonte interrompent cette première couverture neigeuse.

- le coeur de l'hiver neigeux se place de la fin janvier au début avril où l'on a une période d'enneigement continu, mais les caractères de variabilité s'inscrivent tout au long de la période. Aucune période de chute ou de fonte marquée ne se retrouve identique d'une courbe à

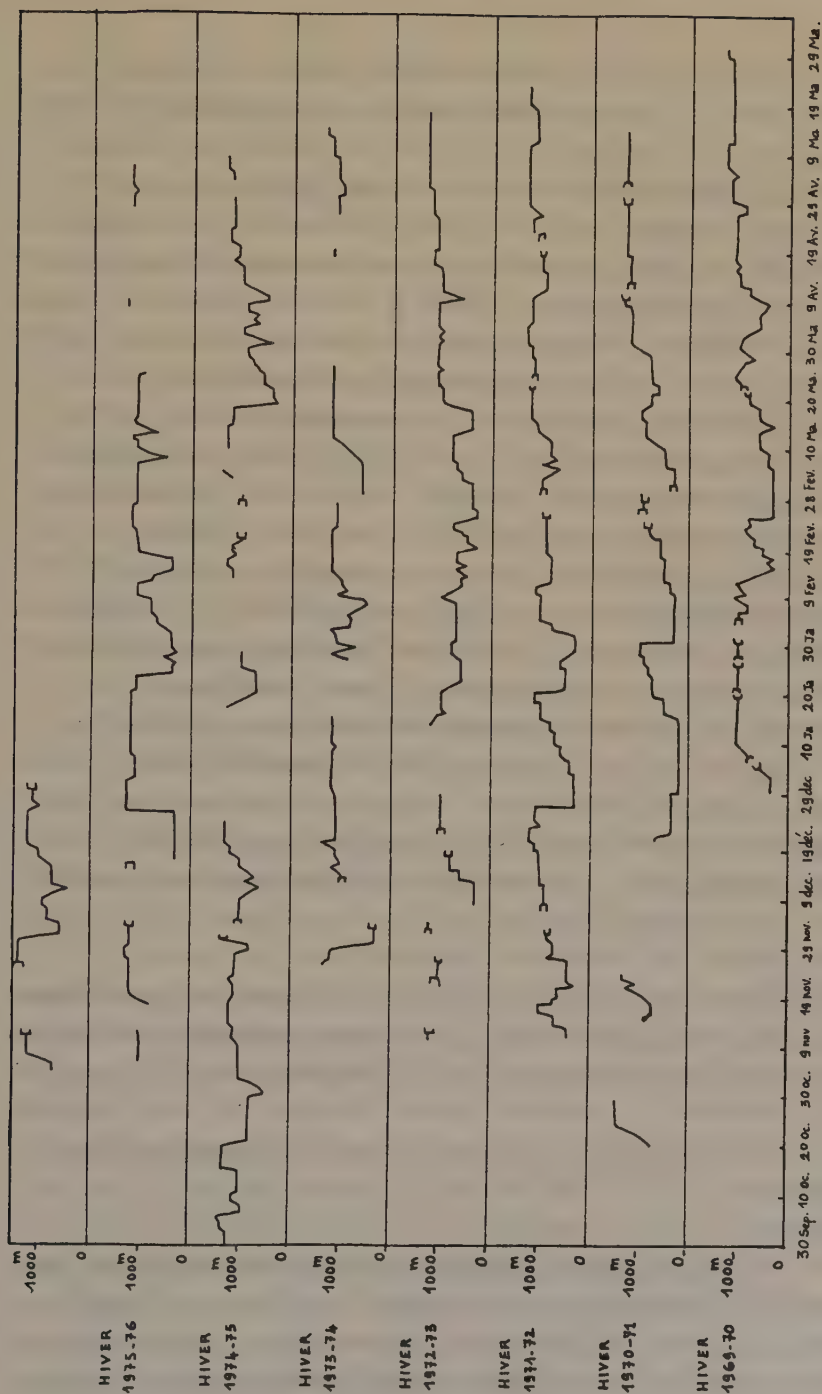


Fig. 129 : Variabilité de l'altitude inférieure de la couverture neigeuse sur le versant oriental de la chaîne des Dômes (1970-1976).
 en trait continu la limite inférieure atteinte par la neige. Il est interrompu lorsqu'il n'y a plus d'enneigement ;
 les crochets indiquent les périodes durant lesquelles l'observation n'a pas été possible.

l'autre ; quelle que soit la décade choisie, l'aspect nivologique est toujours différent d'une année sur l'autre : la 1ère décade de janvier montre deux fois une absence de neige (1973 et 1975), deux fois une limite d'enneigement supérieure à 1200 m (1974 et 1976) et trois fois une limite basse située vers 300 m (1970, 1971 et 1972) ; la décade du coeur du mois de février (du 9 au 19) est tout aussi irrégulière : la neige est deux fois au-dessus de 1200 m (1974 et 1975), deux fois elle atteint 700-800 m et enfin pendant trois années elle couvre les espaces en-dessous de 500 m ; le phénomène se retrouve encore en fin avril où l'on peut voir deux cas à fort enneigement (1970 et 1975), deux cas à déneigement complet (1974 et 1976) et enfin trois décades où l'enneigement est au-dessus de 1100 - 1200 m (1971, 1972 et 1973). Quant à la date de disparition totale, elle varie du début mai au début juin, mais dans plusieurs cas il y a eu dès le mois de mars une première fonte puis des réapparitions momentanées de l'enneigement.

- la limite d'enneigement ne présente jamais une stabilité altitudinale importante, surtout vers le bas : nous remarquons seulement la longue période du 23 décembre 1970 au 15 janvier 1971 où le manteau neigeux s'abaisse constamment jusqu'à 300 m d'altitude ; en dehors de cet exemple, deux ou trois autres cas de périodes de 8 à 10 jours peuvent être citées ; pour tout le reste, chaque chute est suivie d'une période de redoux qui donne au tracé des limites du manteau nival un aspect en dents de scie.

Une telle variabilité dans les limites altitudinales du manteau neigeux explique les difficultés que nous avons rencontrées pour donner une limite inférieure aux morphodynamiques influencées par la neige.

b/ Enneigement et variabilité de l'épaisseur du manteau neigeux.

La traduction graphique de l'épaisseur du manteau neigeux permet une lecture rapide et donne une bonne idée de l'année nivologique : elle met en évidence les grandes chutes et les périodes de fonte, les moments de disparition du manteau et au contraire les phases de permanence ; en conduisant l'étude massif par massif on peut mettre en évidence les particularités géographiques de chaque évolution.

Les graphiques des fig. 130 à 137 montrent les divers cas rencontrés dans les massifs de notre étude. (1)

= Avec Giat et Gelles (Combrailles) la situation est celle des régions les plus septentrionales, vers 800 m d'altitude. Le synchronisme entre les deux stations est manifeste et témoigne de la bonne qualité des observations. Le nombre de jours de neige au sol, en comptant les jours avec plaques et congères est à Gelles (800 m) de 83 pour l'hiver 1977 - 1978, et de 70 pour celui de 1978 - 1979. L'enneigement au sol est extrêmement irrégulier : on distingue 7 périodes en 1977-1978 et 11 périodes en 1978-1979, chacune étant de longueur variable, la plus longue allant du 12 janvier au 18 février 1978. La hauteur de neige maximale a été de 30 cm en janvier 1978 mais cela n'a duré qu'un jour et le reste du temps les épaisseurs ont été de l'ordre de 15 cm. L'enneigement ne débute que vers le 25 novembre, mais on le voit se prolonger par des chutes de courte durée jusqu'en fin avril ou début mai. En résumé, on peut insister sur la faiblesse de l'enneigement, eu égard à l'altitude, et sur l'extrême variabilité du manteau tant dans son épaisseur que dans sa continuité temporelle. (fig. 130 A).

= Les stations de Besse - en-Chandesse (1050 m), de Super - Besse (1350 m), de Egliseneuve d'Entraigues (965 m) et de Picherande (1050 m) permettent de caractériser les Monts Dore. (fig. 131).

La valeur de l'enneigement est supérieure au cas précédent, y compris pour Egliseneuve. Le nombre de jours de neige au sol est important : 138 à Super-Besse en 1977 - 1978 et 132 en 1978 - 1979 ; il est beaucoup plus faible à Picherande 103 et 113 (mais avec 21 jours où sont prises en compte de simples congères) ; à Besse, le nombre de jours tombe à 61 mais il faut tenir compte que pendant tout février et jusqu'au 15 mars il y a eu des plaques ou des congères au sol. L'enneigement au sol a été assez continu : en 1977 - 1978, deux périodes à Super-Besse, 4 ou 5 à Egliseneuve ; en 1978 - 1979, cinq périodes à Super-Besse et 9 à Egliseneuve. La hauteur de neige au sol, mesurée quotidiennement, montre de très grandes variations d'une année sur l'autre et d'une station à l'autre : elle dépasse un mètre en février 1978 à Super-Besse où des hauteurs atteignant 50 cm ou plus sont mesurées 35 fois ;

(1) - Selon les divers cas envisagés, l'étude porte sur une ou deux années en fonction des données disponibles et de la qualité des mesures.

la couche est moins épaisse en 1978 - 1979 où les 50 cm ne sont dépassés que 13 fois. Les épaisseurs mesurées à Picherande et Eglise-neuve sont pratiquement identiques, en revanche, Besse se singularise par la faible épaisseur de la couche laquelle n'atteint ou ne dépasse 20 cm que 14 fois (en 1978 - 1979). En ce qui concerne les dates de chutes, autant les tardives que les précoces, on note un certain synchronisme entre les stations : le démarrage de la saison neigeuse se fait entre le 15 et le 25 novembre et les dernières chutes ont lieu début mai.

En résumé, on peut dire qu'en dépit de la mauvaise qualité des relevés de Besse, l'opposition entre versants apparaît clairement. Picherande et Besse situées à la même altitude ont des caractéristiques d'enneigement totalement différentes : le manteau est beaucoup plus continu dans le temps et épais à Picherande, discontinu et mince à Besse. Que l'on réfléchisse au fait que pendant la plus grande partie du mois de février tandis que Picherande est recouvert par un manteau de plus de 30 cm, Besse ne possède que des plaques et des congères éparses, pour une distance à vol d'oiseau de 15 km ! Nous avons là l'explication de la grande dissymétrie notée entre les versants lors de l'englacement du massif (Y. Veyret, 1978).

Quant à l'effet de l'altitude sur une même façade, il apparaît clairement : Super-Besse (1350 m) s'oppose aux autres stations par l'épaisseur du manteau neigeux et sa continuité, même pour une année peu enneigée comme 1979, et l'on comprend que le site ait été choisi comme station de sports d'hiver.

= Le Cantal nord-occidental peut être abordé par l'étude des stations de Saignes (500 m), Mauriac (700 m), Salers (945 m), le Falgoux (1000 m) et Marcenat (1060 m). Comparées aux stations du Sud-Ouest des Monts Dore, elles montrent, à altitudes égales, des périodes de chute et des épaisseurs de neige semblables : les tracés du Falgoux et de Picherande ont beaucoup de points communs. Les effets de l'altitude sont nets : 31 jours de neige au sol à Saignes (y compris les jours avec congères), 56 jours à Mauriac, 86 jours au Falgoux et 88 jours à Marcenat. Salers, le Falgoux et Marcenat n'ont que six périodes d'enneigement dont une qui va du 12 janvier au 23-25 février ;

à Saignes, le nombre est plus élevé mais la durée de chaque période très courte. (fig. 130 B).

Il est intéressant de voir comment varie l'épaisseur pour des stations d'altitude égale : la chute des 28 - 29 et 30 janvier a été identique au Falgoux et à Marcenat, mais à partir du 4 février, le manteau neigeux est beaucoup plus épais dans la première station que dans la seconde, du simple au double ; comme les chutes suivantes sont de même puissance pour les deux, l'explication réside dans un bilan de conservation favorable au Falgoux, en raison de la profondeur de la vallée du Mars qui provoque des inversions de température tandis que le plateau de Marcenat est bien ouvert à la circulation d'Ouest. L'importance des conditions topoclimatiques est ainsi soulignée.

= Aurillac (700 m), Vic-sur-Cère (690 m), Mandailles (921 m) et Saint-Jacques-des-Blats (1000 m) nous renseignent sur la situation au Sud-Ouest du massif du Cantal. Aurillac et Vic-sur-Cère ont un enneigement très comparable à celui de Mauriac. Mandailles, à altitude égale, reçoit un manteau neigeux supérieur à celui de Salers : plus que la puissance des chutes, c'est une meilleure conservation qui se manifeste à Mandailles, au fond de la vallée de la Jordanne. Enfin, Saint-Jacques-des-Blats bénéficie d'un enneigement bien supérieur à Marcenat et au Falgoux, il est même très proche de celui de Super-Besse situé pourtant 350 m plus haut ! cela tient à la fois à des chutes plus abondantes en volume et à une meilleure conservation ; la vallée de la Cère, bien ouverte aux circulations de Sud-Ouest, et les versants redressés qui environnent la station sont responsables du premier point, la situation au coeur du massif du second. (fig. 132).

Bien que située à seulement 1245 m, la station de Super-Lioran reçoit un enneigement beaucoup plus fort que les autres stations. Non seulement le manteau est continu de la mi-novembre 1977 au début mai 1978, mais encore les hauteurs de neige dépassent un mètre pendant 37 jours et atteignent presque 2 m au coeur de février. On est largement au-dessus des résultats de Vic-sur-Cère et de Super-Besse. Cela tient non seulement à l'ouverture de la vallée de la Cère mais aussi à l'effet de col et de façade montagneuse. On comprend dès lors l'intérêt du site comme centre de sports d'hiver.

= La série cantalienne peut être complétée par l'analyse des stations de Laveissière (940 m), de Murat (900 m), de Saint-Flour (838 m) et de Pierrefort (940 m) situées immédiatement sur le versant oriental. Pierrefort et Laveissière sont les plus enneigées, à l'égal de Picherande, bien avant le Falgoux ou Egliseneuve : Laveissière, bien que située sur le versant oriental, bénéficie d'un bon enneigement dans la mesure où la haute vallée de l'Allagnon qui prolonge celle de la Cère permet aux précipitations de franchir facilement le col du Lioran ; quant à Pierrefort, l'explication tient à une localisation en surface de planèze. Murat et Saint-Flour, au contraire, sont peu enneigées et la situation d'abri joue pleinement : il suffit pour s'en convaincre de comparer les tracés de Mandailles et de Murat situés pratiquement à la même altitude. Tout comme dans les Monts Dore, on trouve là l'explication du faible englacement du massif du Cantal sur sa bordure orientale. (fig. 132).

= La Margeride du Nord apparaît elle aussi bien enneigée. Toutefois, il faut distinguer Auvers (1180 m), près du Mont Mouchet, où le sol a pu être recouvert sans discontinuité du 12 janvier au 4 mars 1978 tout en atteignant ou dépassant 50 cm pendant 21 jours, et les stations de Ruynes (920 m) et Saugues (950 m) qui, dans l'ensemble, sont beaucoup moins enneigées. La première est équivalente en quantité de neige à Mandailles ; elle a valeur d'exemple pour toutes les hautes terres du Nord de la Margeride (plus de 1000 m ou 1100 m) ; la station de Paulhac (1168 m) donne un tracé identique. Le contraste est grand avec les deux autres stations dont l'enneigement est faible dans les deux cas (de l'ordre de ceux de Murat, St. Flour) bien que l'une soit située à l'Ouest et l'autre à l'Est de l'axe montagneux principal : elles sont représentatives des plateaux de Margeride (900 - 1000 m). Il existe en Margeride une limite altitudinale exploitée climatiquement ; nous retrouvons ici un phénomène que nous avons déjà reconnu lors de l'étude des paléodynamiques avec une différence marquée entre haute Margeride et plateaux ; nous verrons qu'elle se retrouve dans les manifestations de l'érosion agricole actuelle. (fig. 133).

= La Margeride du Sud-Est est encore plus enneigée que celle du Nord. Cela apparaît sur les tracés de Châteauneuf-de-Randon (1270 m) et de Saint-Sauveur de Ginestoux (1280 m). Châteauneuf apparaît aussi enneigé que le Mont-Dore ou Super-Besse, ce qui ne peut manquer de surprendre ! Quant à Saint-Sauveur, il se classe dans les toutes premières stations du Massif Central pour l'enneigement. Les deux tracés sont identiques, tout au plus peut-on noter un manteau neigeux un peu plus épais et un peu plus durable à Saint-Sauveur. (fig. 134).

= En Aubrac, l'enneigement semble relativement faible. Nasbinals-Ginestoux, bien que situé à 1300 m, reçoit un manteau nival beaucoup moins important que celui de Super-Besse (1350 m) ou de Saint-Jacques-des-Blats (1000 m), inférieur même à celui du Nord de la Margeride. Il en est de même pour Malbouzon. La faiblesse relative de l'enneigement des sommets de l'Aubrac explique peut-être les grandes difficultés rencontrées pour créer une station de ski dans cette région. A l'inverse, les stations méridionales du massif, même les plus basses, ont, eu égard à leur altitude, un enneigement relativement important mais de courte durée, comme le montre la station de St. Germain-du-Teil (795 m). Ces stations s'apparentent à celles de l'ensemble cévenol. (fig. 135).

= En haut Velay oriental, l'enneigement surprend par son ampleur. La station des Uffernets (1150 m), près de Pradelles, a connu d'une façon continue plus d'un mètre de neige du 16 janvier au 17 février 1978. L'importance du manteau neigeux la classe parmi les toutes premières stations du Massif Central tant par son ampleur, 32 jours avec plus d'un mètre de neige, que par la durée 92 jours de neige au sol. Fay-sur-Lignon (1180 m) présente des caractéristiques identiques ainsi que Cayres (1120 m) pour qui, toutefois, les divers relevés sont plus faibles. Déjà signalée par P. Paul (1969) la puissance de l'enneigement en Velay oriental et haut Vivarais est un des traits majeurs de la géographie de la neige dans le Massif Central ; en raison de la densité du peuplement, on comprend que ce soit ici que se rencontrent les difficultés les plus grandes pour le déneigement des routes et la rupture de l'isolement hivernal. (fig. 136).

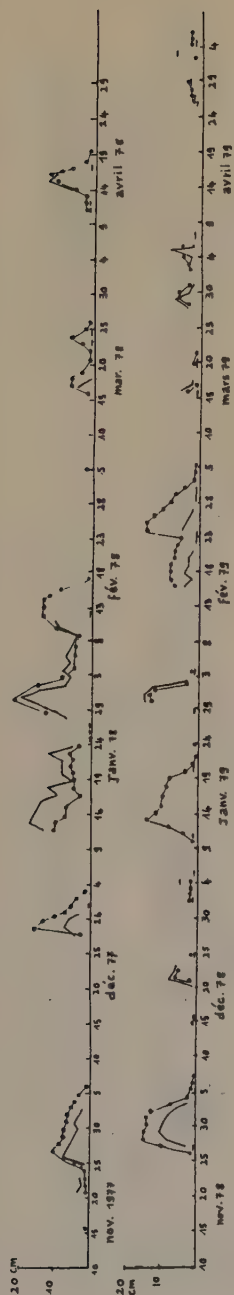
Ajoutons que les bassins vellaves connaissent, eux, un enneigement réduit : Saint-Julien Chapteuil, bien que situé à 840 m, ne connaît que 9 jours de neige avec plus de 20 cm pour un total de 57 jours ; cela place la station à l'égal de Saugues, de Saint-Flour ou de Murat.

= Quelques relevés ont été effectués aussi autour de l'ensemble Lozère - Bougès. Les hauteurs de chutes y sont surprenantes mais la durée du manteau est courte : en 1977-78, le Pont de Montvert (875 m) a connu 17 jours avec plus de 75 cm, 28 jours avec plus de 50 cm mais pour un total de jours de neige au sol qui ne dépasse pas 60 ; le col de Montmirat (1046 m) est enneigé plus longtemps (87 jours) mais avec un manteau beaucoup moins épais ; quant à Barre-des-Cévennes (930 m), Cassagnas (785 m) et Villefort (620 m), leur durée d'enneigement est courte mais on ne peut qu'être frappé par les épaisseurs exceptionnelles enregistrées (15 jours à plus de 50 cm à Cassagnas !)

Ainsi, la simple étude des variations dans l'épaisseur du manteau neigeux permet de nombreuses remarques d'un grand intérêt géographique. Une synthèse à l'échelle de tout le Massif Central s'impose : mais, faute de disposer d'un grand nombre d'années de mesures, nous avons dû abandonner pour l'immédiat un tel projet. Cependant, dès à présent, grâce aux premières données collectées, il est possible de faire quelques commentaires valables pour l'ensemble du Massif Central. Si l'on tient compte à la fois de l'épaisseur du manteau neigeux et du nombre total de jours de neige, on aboutit aux conclusions suivantes :

- Toute corrélation avec l'altitude est impossible : certes, les stations les plus enneigées sont toujours parmi les plus élevées, mais le Pont de Montvert, situé à 875 m, dispose d'une bonne couverture neigeuse tandis que, au contraire, des stations élevées comme Nasbinals (1300 m), Picherande (1050 m) ne possèdent qu'un enneigement moyen, voire faible comme dans le cas de Saulzet-le-froid (1160 m). Ce n'est qu'à l'échelle d'un massif, d'une façade, qu'une bonne corrélation avec l'altitude se manifeste.

- De même, aucune corrélation ne semble exister avec la situation en latitude ou en longitude : à altitude égale, ce ne sont pas les stations les plus occidentales qui sont les plus enneigées ; Fay-sur-Lignon et Les Uffernets reçoivent plus de neige que Nasbinals ou Malbouzon ; les



— Giat (780m)
- - - Gelles (800m)

Fig. 130 A : Epaisseur du manteau neigeux à Giat et Gelles pendant les hivers 1977-78 et 1978-79.

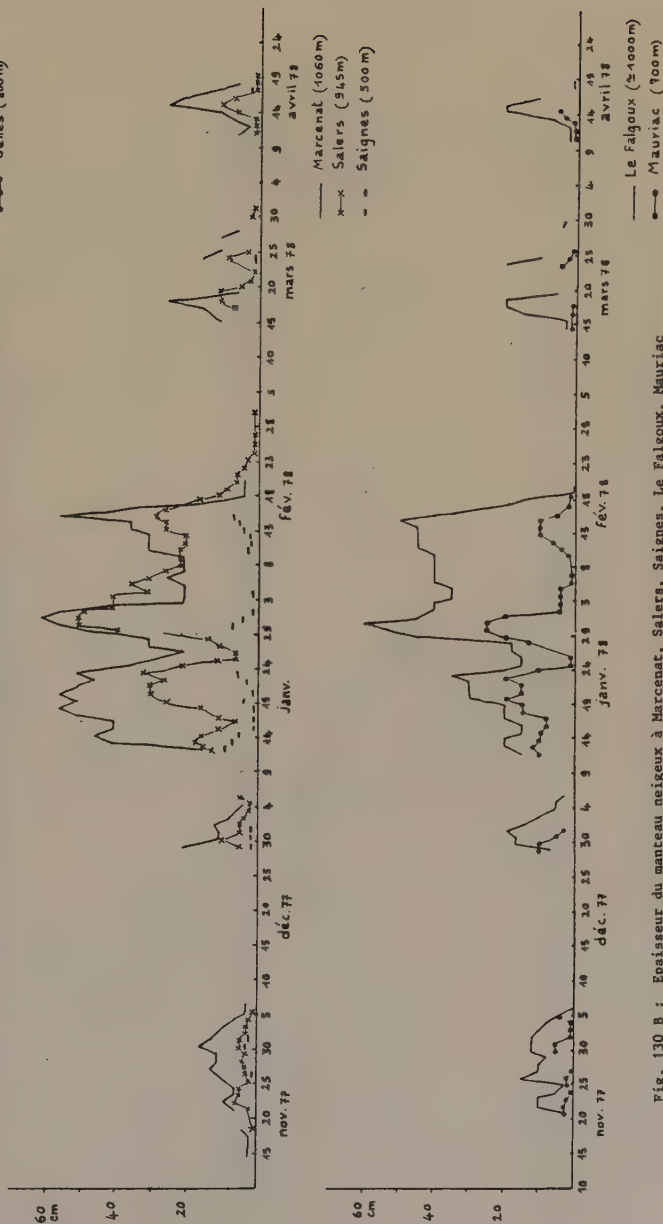


Fig. 130 B : Epaisseur du manteau neigeux à Marcenat, Salers, Saignas, Le Falgoux, Mauriac (hiver 1977-78).

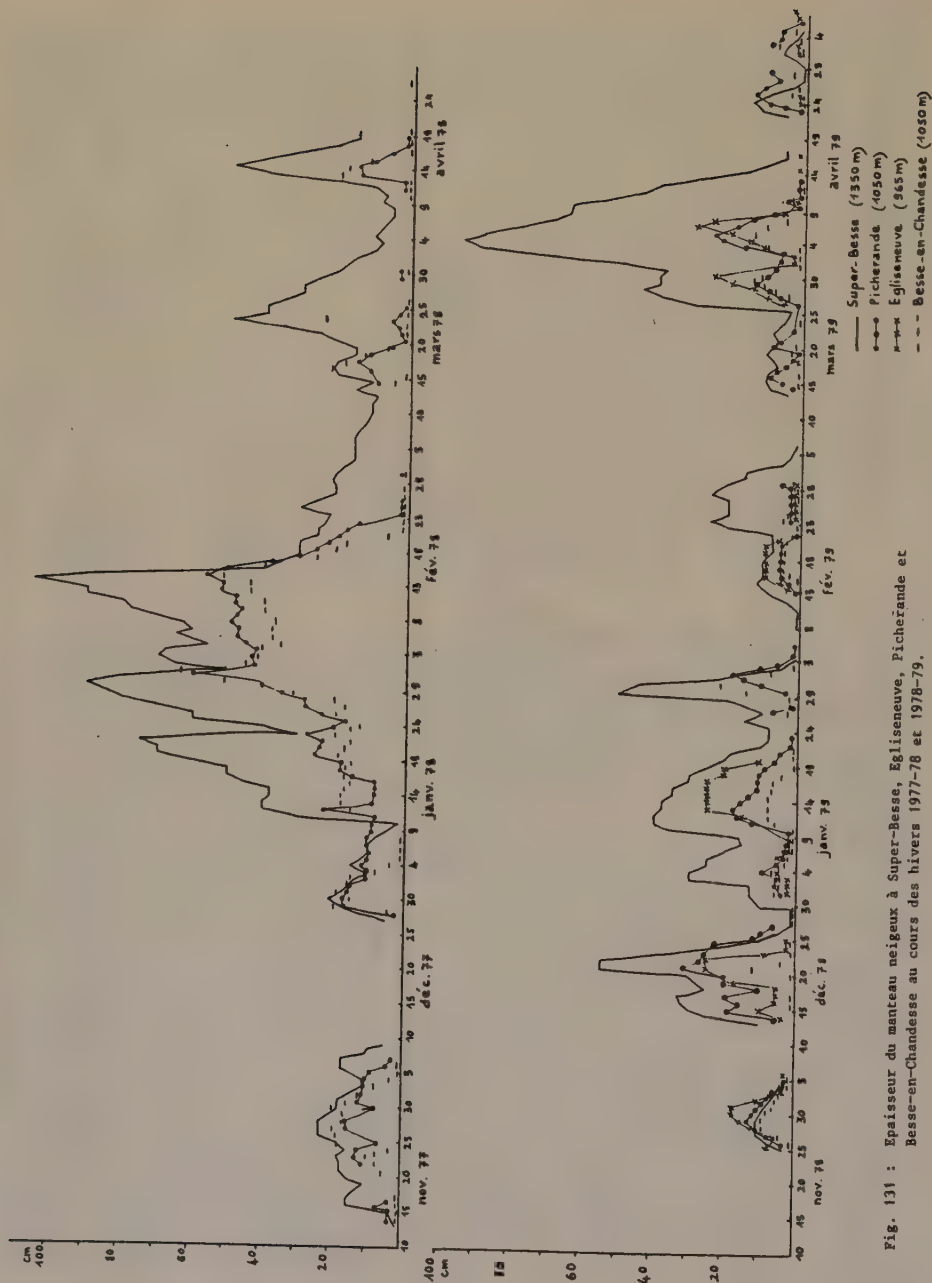


Fig. 131 : Epaisseur du manteau neigeux à Super-Besse, Egliseneuve, Picherande et Besse-en-Chandesse au cours des hivers 1977-78 et 1978-79.

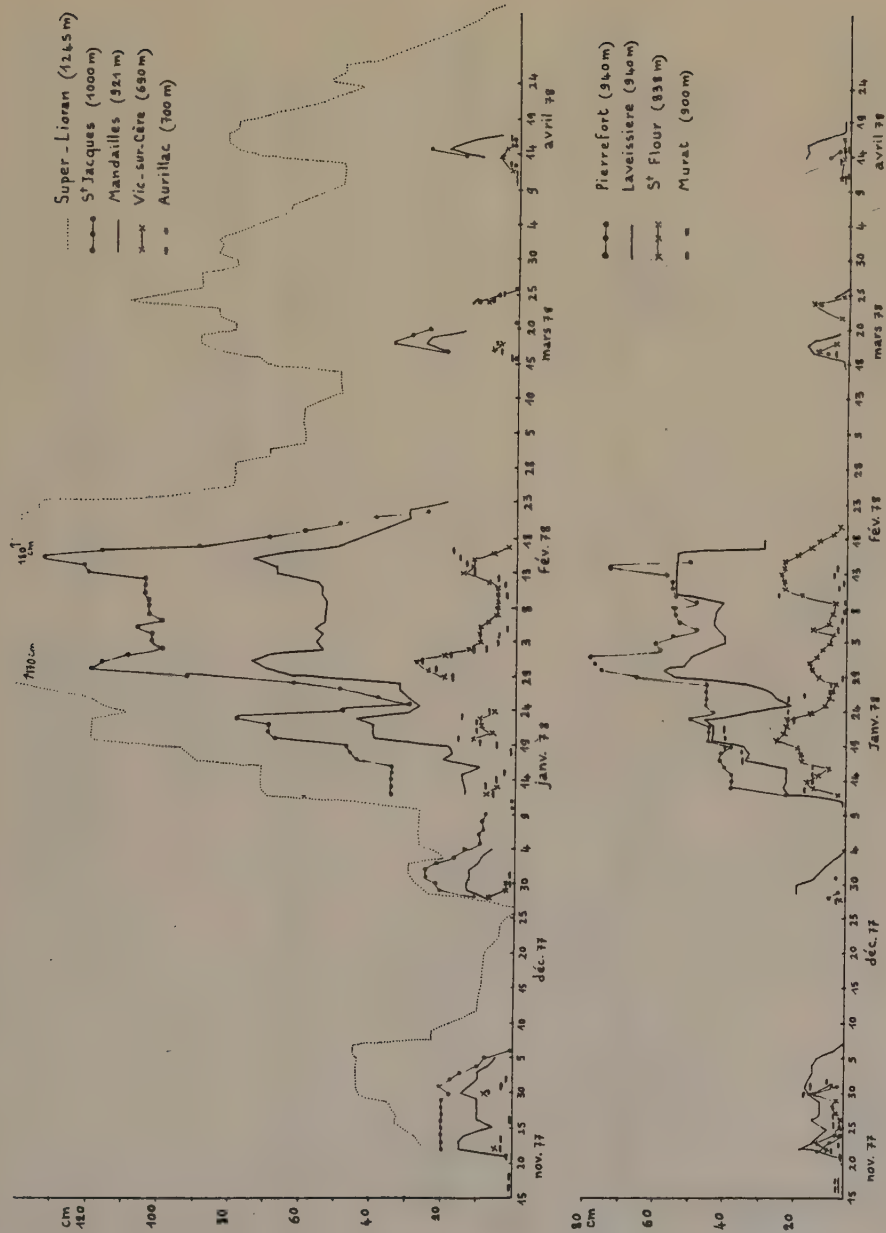


Fig. 132 : Epaisseur du manteau neigeux dans le Cantal au cours de l'hiver 1977-78.

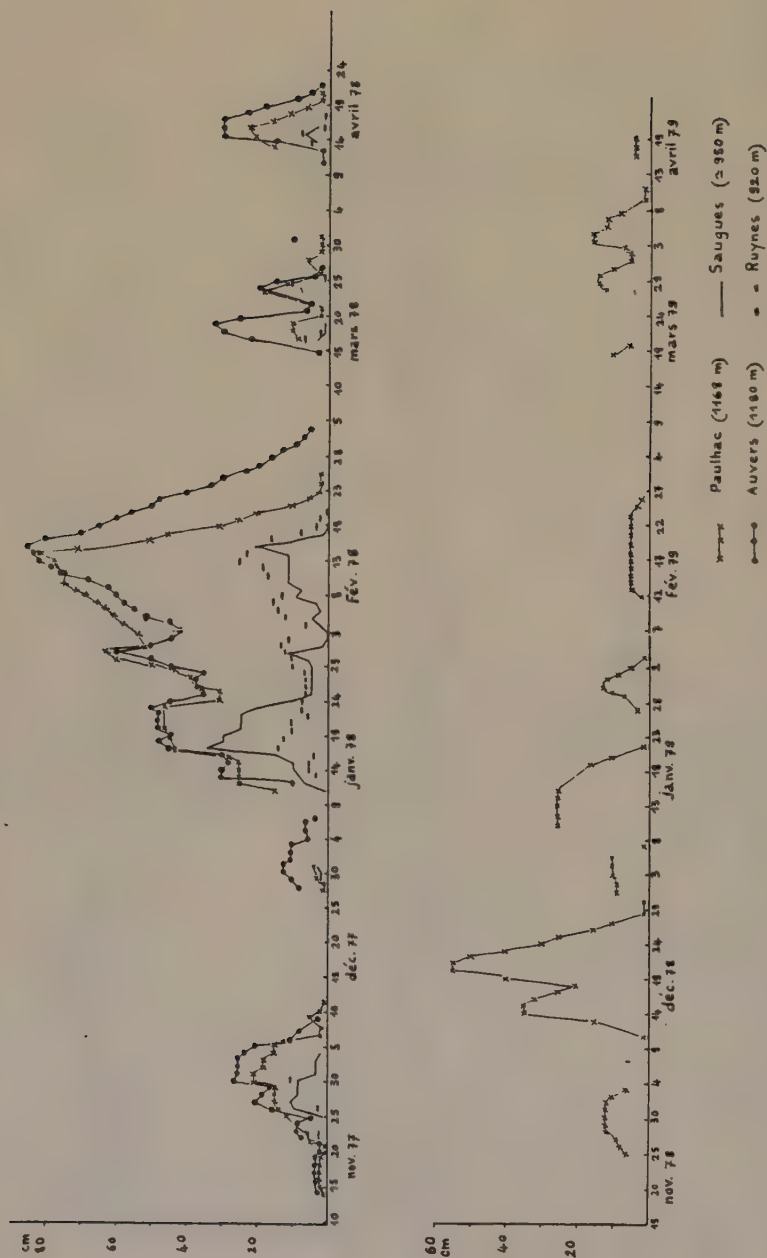


Fig. 133 : Epaisseur du manteau neigeux en Margeride du Nord au cours de l'hiver 1977-78 et de l'hiver 1978-79 (Paulhac).

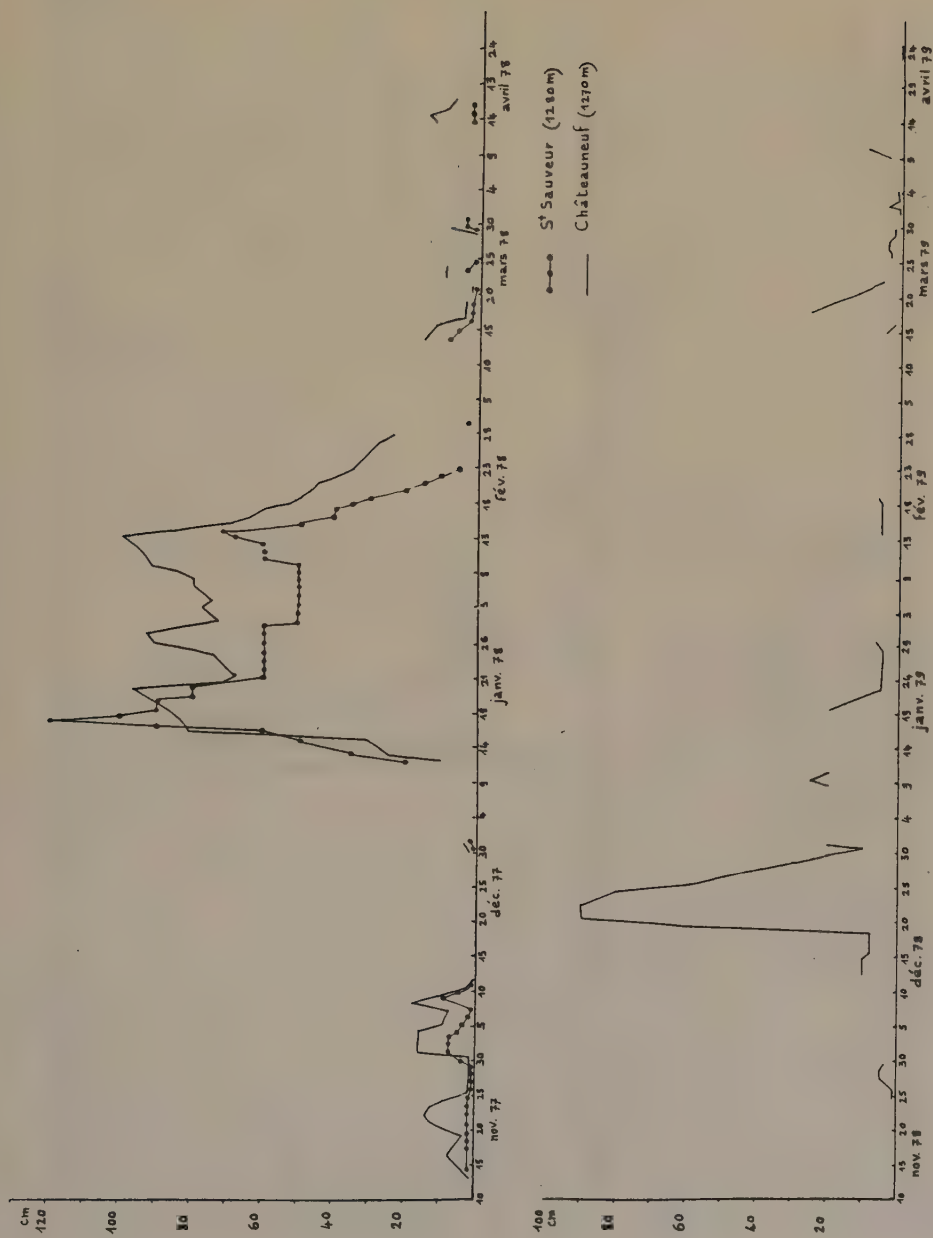


Fig. 134 : Epaisseur du manteau neigeux en Margeride du Sud-Est au cours des hivers 1977-78 et 1978-79.

Fig. 135 : Epaisseur du manteau neigeux en Aubrac
(hiver 1977-78).

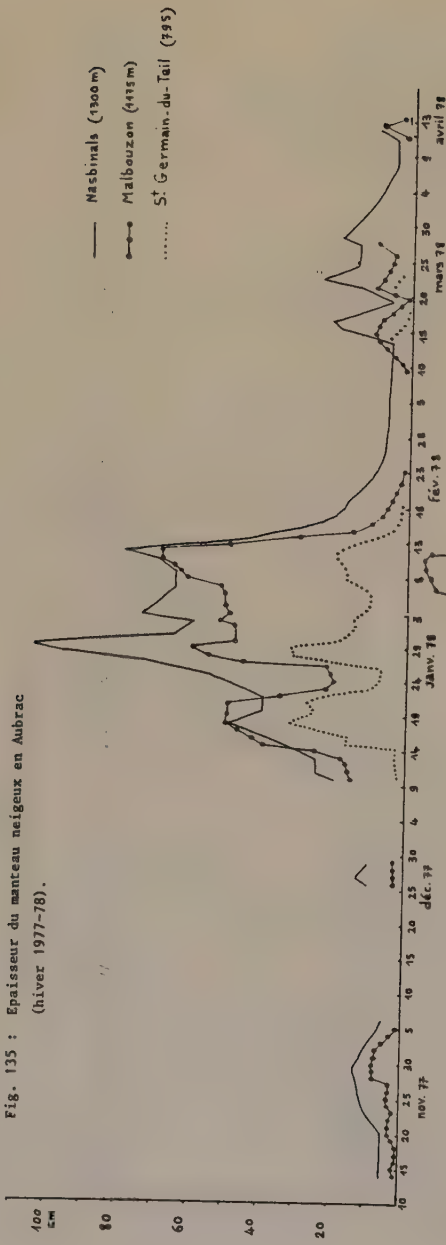
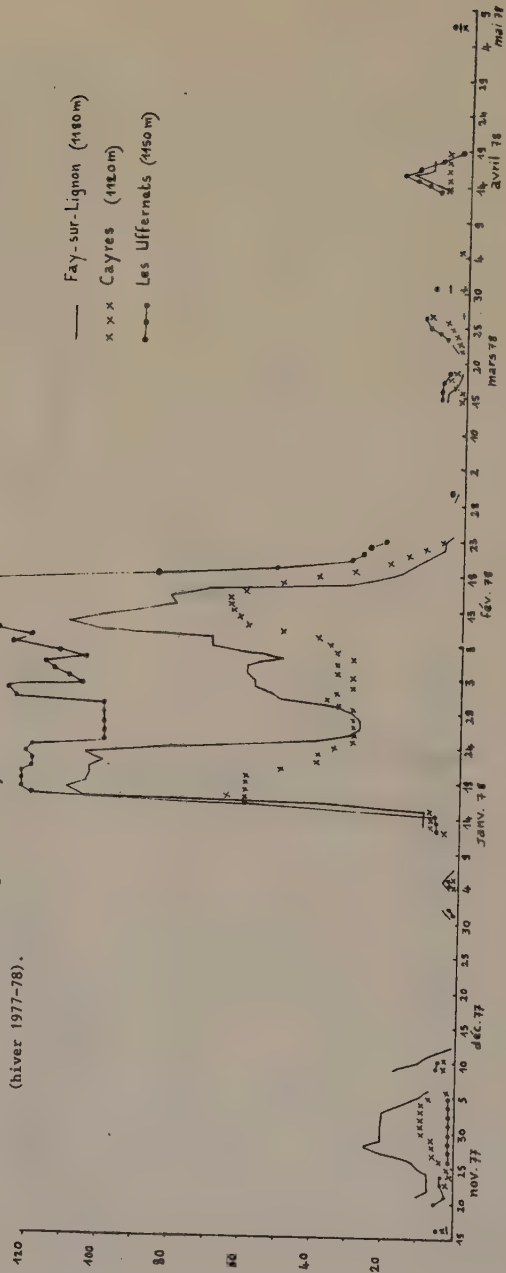


Fig. 136 : Epaisseur du manteau neigeux en Velay
(hiver 1977-78).



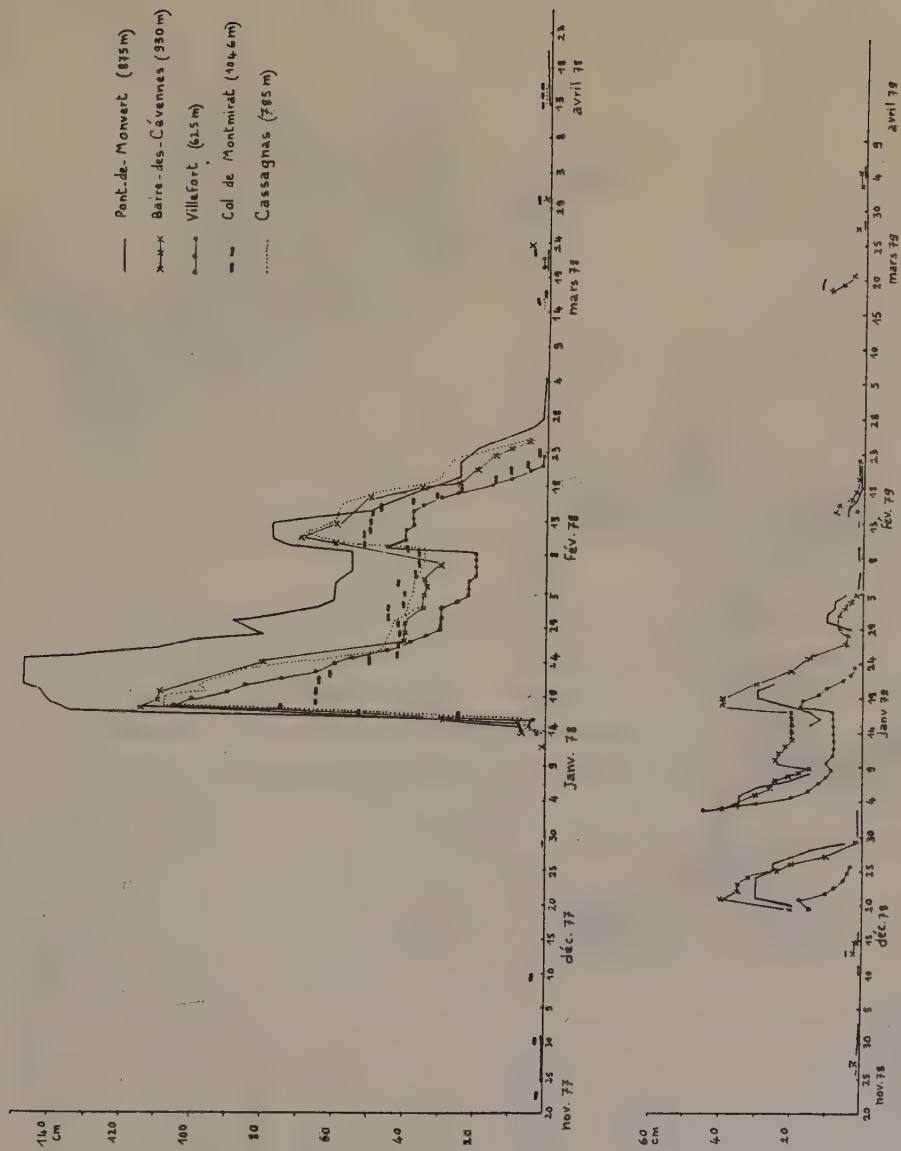
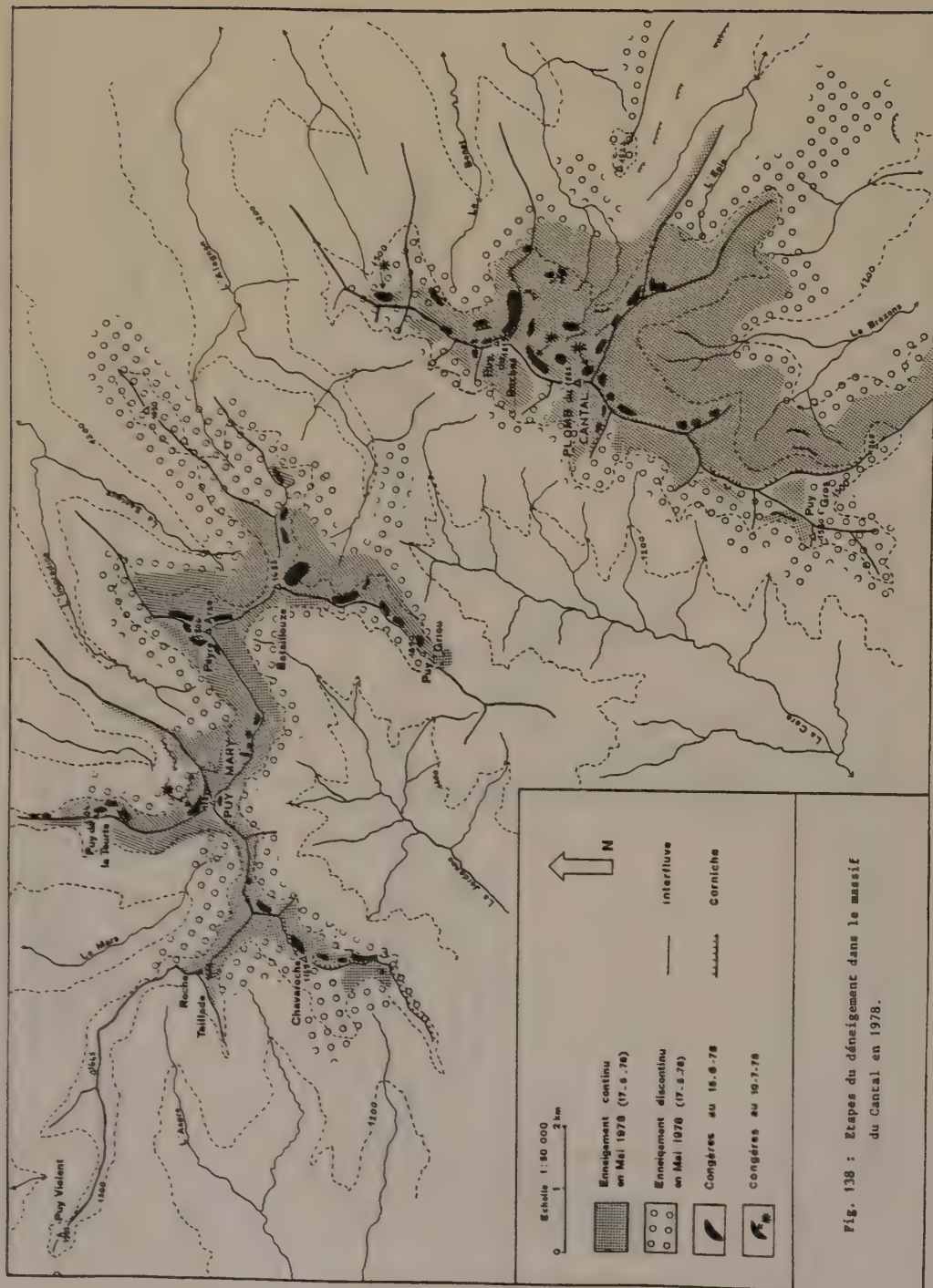


Fig. 137 : Epaisseur du manteau neigeux autour de l'ensemble montagnoux Bougès-Mont Lozère
au cours des hivers 1977-78 et 1978-79.



stations cévenoles bénéficient d'un enneigement bien supérieur à celles du Nord-Ouest, à altitudes égales ou nettement inférieures : elles le doivent aux perturbations qui, voyageant sur la Méditerranée, heurtent de plein fouet les reliefs élevés du rebord sud-oriental du Massif Central.

- Quant à l'exposition, son rôle semble plus important : les façades tournées vers l'Ouest sont favorisées (Saint-Jacques-des-Blats ou Mandailles) mais dans certains cas, les positions orientales peuvent rivaliser avec elles (Saint-Sauveur de Ginestoux).

Dans le cas d'un hiver très enneigé comme 1977-78, les différentes stations étudiées se regroupent en ensembles géographiques différenciés selon l'importance de l'enneigement :

- Il faut d'abord mettre à part le Lioran qui, bien que situé à une altitude modeste, dépasse de très loin toutes les autres stations : pour 153 jours de neige au sol, 105 ont connu une épaisseur supérieure à 50 cm !

- L'ensemble le plus enneigé (de 60 à 135 jours de neige au sol, de 20 à 35 jours avec une couverture supérieure à 50 cm) comprend les stations du massif Monts-Dore-Cantal (Saint-Jacques, Mont-Dore, Super-Besse) en raison de l'excellence de l'alimentation en position de façade occidentale ; l'influence de l'altitude se marque par l'augmentation du nombre de jours de neige au sol. On trouve dans ce groupe les stations de la Margeride du Sud-Est (Saint-Sauveur de Ginestoux, Châteauneuf-de-Randon) et du Velay oriental (Fay, Les Uffernets) ; plus surprenant est d'y voir associé Le Pont-de-Montvert, étant donné l'altitude et la situation méridionale de la localité.

- Un autre ensemble géographique se présente comme bien enneigé même si les valeurs sont plus faibles que dans le cas précédent : plus de 60 jours de neige au sol, entre 7 et 21 jours avec une couverture nival de plus de 50 cm. Il s'agit de stations d'altitude moyenne appartenant au Cantal (Mandailles, Laveissière), aux Monts Dore (Picherande), au Nord de la Margeride (Paulhac), au Velay (Cayres) et à l'Aubrac (Malbouzon, Nasbinals). Une certaine uniformité des conditions géographiques se dégage. Si l'on tient compte de leur altitude, les sommets de

l'Aubrac apparaissent peu enneigés par rapport aux massifs voisins ; au contraire, la Margeride du Nord bénéficie d'un surenneigement relatif. Dans cet ensemble, quelques stations, tout en recevant une forte épaisseur de neige, ne présentent qu'un nombre limité de jours de neige au sol : ce sont surtout les stations cévenoles pour lesquelles la bordure montagneuse favorise les chutes abondantes mais où la fonte est rapide en raison de l'altitude basse et de la situation méridionale. En altitude, sur les sommets du Mont Lozère, là où la conservation est meilleure, on peut parler d'un fort enneigement relatif, ce qui explique en partie l'importance des morphodynamiques actuelles.

- Enfin, les stations les moins enneigées forment un autre ensemble géographique. Elles sont localisées soit à des altitudes faibles (Saignes, 500 m) soit en position d'abri (Murat). On peut distinguer parmi elles, celles où le manteau neigeux est peu épais mais durable (plus de 100 jours de neige au sol à Egliseneuve) et celles où le manteau est à la fois peu épais et fugitif (une quarantaine de jours à Vic-sur-Cère et Aurillac).

Pendant l'hiver 1978-79, année peu neigeuse, si l'on procède selon le même système de classement, les ensembles géographiques apparaissent légèrement différents. Certes on retrouve parmi les stations les plus enneigées Super-Besse et le Lioran, mais pour les autres stations, une certaine uniformisation des conditions s'est opérée. Dans l'ensemble ayant eu entre 10 et 25 jours avec plus de 20 cm au sol, tous les massifs sont représentés et l'on remarque une augmentation régulière du nombre de jours de neige au sol depuis les massifs du Sud-Est (Cassagnas, Barre-des-Cévennes, Pont-de-Montvert) jusqu'aux façades océaniques des massifs du Nord-Ouest (Le Mont-Dore, Picherande) où le total est supérieur à 110. Quant à l'ensemble des stations les moins enneigées, il regroupe les mêmes stations que l'hiver précédent ; il faut toutefois y joindre des stations méridionales comme Villefort ou Saint-Germain-du-Teil, ce qui semble logique compte-tenu de leur situation géographique.

Certes, les résultats que nous venons de présenter sont intéressants, mais ils ne peuvent avoir de valeur générale. Pour atteindre ce but, il serait nécessaire de travailler sur de longues séries de données ; malheureusement, les observations précises du manteau neigeux ont commencé depuis trop peu d'années. Toutefois, ils constituent déjà une première approche de la géographie de la neige dans le Massif Central. Leur importance ne peut échapper au géographe qui s'intéresse à la vie des populations et à leur environnement. Les applications sont évidentes : rupture de l'isolement hivernal (hameaux et fermes isolées), circulation sur les grands axes (faciliter le choix des axes à développer prioritairement), liaison avec les ressources par le biais du tourisme d'hiver. On devrait pouvoir aboutir à de véritables "modèles" de l'enneigement, massif par massif. Des comparaisons étant établies, on voit apparaître le "sur-enneigement relatif" du Mont Lozère, de la haute Margeride et du Mézenc et le "sous-enneigement" de l'Aubrac. De même, à l'échelle d'un massif, sont mis en évidence les phénomènes de position (d'abri), de situation topographique (rôle des vallées/plateaux), de la taille des massifs (effet de masse).

B- La place de la neige dans les morphogénèses actuelles.

L'étude de l'enneigement et du déneigement dans l'ensemble du Massif Central a permis d'esquisser un classement des massifs entre eux. Seuls les plus hauts possèdent des neiges suffisamment tardives pour qu'elles puissent avoir un rôle érosif important : Cantal, Mont Lozère, Mont Mézenc et Tanargue. Il est important de voir maintenant comment se réalise, à l'échelle du versant, la disparition du manteau neigeux.

1- Les niches de nivation : réflexion générale, problème de définition.

Le Dictionnaire de Géographie (P.George , 1970) rappelle que la nivation concerne l'ensemble "des phénomènes morphogéniques dus à l'action directe de la neige et des névés". On peut considérer comme niche de nivation tout creux comblé par une congère de neige à fonte tardive possédant des morphodynamiques conditionnées par la présence durable de la neige, ce qui lui confère des caractères morphologiques différents de ceux de son environnement immédiat.

La niche de nivation est en général une forme de petite taille dont la plus grande dimension est de l'ordre du décamètre, dépassant rarement la centaine de mètres ; la profondeur n'excède pas la dizaine de mètres. Deux conditions de formation sont fondamentales : il faut d'abord un relief différencié, mais pas trop, ensuite une accumulation inégale de neige en raison de la redistribution du manteau neigeux par le vent. Une bonne connaissance de la topographie initiale est donc fondamentale pour appréhender les phénomènes liés à la nivation. C'est en effet cette topographie qui guide la localisation des niches sur le versant, leur forme, leur taille et qui conditionne par là les types de géodynamiques et leur efficacité. Dans les régions climatiquement marginales vis-à-vis du froid, c'est le volume de neige piégé qui est le critère le plus important pour comprendre la durée de la neige et ainsi, les processus et leur puissance.

Sur le terrain, l'étude des niches de nivation est souvent délicate. Comment établir la différence entre une simple congère qui persiste

après disparition du manteau nival alentour et une niche de nivation ? Toute une série de transition existe suivant la valeur de l'enneigement annuel.

En Limousin, en dépit d'un faible enneigement, de nombreuses congères peuvent subsister plusieurs semaines après la fonte de la couverture nivale continue, mais elles ne donnent jamais naissance à de véritables phénomènes de nivation en raison des périodes de redoux qui provoquent des fontes momentanées et parce que leur disparition précoce laisse toujours une longue saison végétative : il n'y a donc ni végétation chionophile, ni plaque minérale en leur centre. L'intérêt de l'étude de ces congères et des formes typiques associées est surtout de montrer que la neige a eu une part importante dans l'élaboration des modelés de détail hérités de la Dernière Période Froide.

Au Mont Lozère et dans le Cantal, il existe des formes franches de niches de nivation mais on relève aussi en périphérie de ces massifs de larges secteurs où l'on ne peut parler que de congères ; le meilleur exemple étant donné par la majeure partie des planèzes cantaliennes.

Combien de mois la neige doit-elle rester au sol pour avoir un effet érosif ? Dans les régions étudiées, un effet se fait sentir à partir de sept à huit mois, mais il semble que la date de disparition de la dernière neige soit plus importante que la longueur de l'enneigement en ce sens que c'est elle seule qui commande la durée de la saison végétative. En effet, peu importe qu'il n'y ait pas de neige en septembre, octobre, voire novembre dans beaucoup de cas, ce qui est fondamental, c'est la persistance de la neige en mai, juin surtout et *a fortiori* en juillet. Toutes nos observations concordent pour montrer que là où la neige persiste en juin et début juillet, une action érosive s'exerce. Dans ce cas, seuls juillet et août permettent une très courte saison végétative.

La présentation d'un calendrier avec les dates de disparition totale de la neige s'imposerait, mais nous avons vu que la variabilité des chutes tardives et des périodes de redoux est telle que toute tentative de ce type est impossible. On ne peut fournir qu'une cartographie annuelle et ponctuelle. La figure 138 montre les étapes du déneigement et la localisation des congères les plus tardives pour le massif du Cantal lors de l'année 1978.

2- Répartition des taches de neige sur les versants : formes et types, observations dans les massifs du Cantal et du Mont Lozère.

Si l'on tente de dresser une typologie des congères de neige, on retrouve tous les grands types décrits ailleurs par de nombreux auteurs. Dès 1939, W.V.Lewis a donné une bonne description des niches de nivation, distinguant les niches longitudinales, allongées dans le sens de la pente, les niches transversales au grand axe perpendiculaire à la pente, et les niches circulaires ou en croissant de taille plus vaste. S.G.Botch (1946) a ajouté le type "branchu" sur les versants très rocheux, bien exposés au vent.

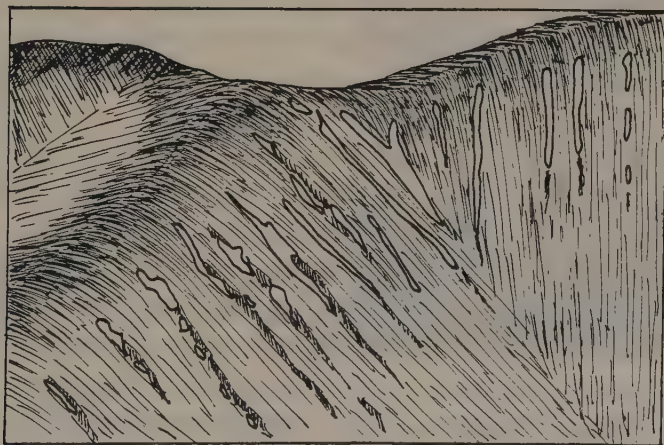
Les niches transversales se localisent au pied des corniches en bordure de planèze, dominant les grandes vallées ; elles sont alors longues et continues. On les retrouve aussi échelonnées sur le mur des cirques les plus profonds en fonction de chaque replat rocheux ; dans ce cas, elles sont plus courtes et rapidement fractionnées. On peut citer les exemples des Rochers de Chamalières, des cirques au Nord du Puy Mary ou des versants de part et d'autre de Peyre Arse (fig.139A). Enfin, de longues niches transversales frangent la partie abritée de certains interfluves arrondis ; elles sont particulièrement nombreuses au Mont Lozère.

De taille importante, mais souvent mal alimentées et exposées, disposées au hasard des conditions structurales, les congères qui les occupent disparaissent relativement tôt et leur impact morphogénique n'est pas très important.

Les niches longitudinales sont occupées par des accumulations filiformes qui comblent de petits ravins dont l'origine est sans doute tardiglaciaire (fonte des névés). Épaisses de quelques mètres (la profondeur dutalweg), ces congères peuvent avoir plusieurs centaines de mètres de long. Lors de l'enneigement maximum, le talweg est plein à ras-bord ; en période de fonte, elles peuvent être fractionnées et la neige subsiste surtout sur le flanc le plus abrité, ce qui conduit parfois à une évolution dissymétrique des parois. On les retrouve partout quel que soit le massif. Une bonne illustration est fournie par le versant rive droite de la haute vallée de la Santoire (fig.139B).



A



B

Fig. 139 : Congères tardives dans le massif du Cantal
(situation au 01-06-1980).

A- de part et d'autre de Peyre Arse.

B- versant de la haute vallée de la Santoire.



A



B

Fig. 140 : Congères tardives dans le massif du Cantal
(situation au 01-06-1980).

A- autour du Rocher de la Sagne du Porc.

B- versant rive droite de la haute vallée de la Jordanne

Les niches en forme de croissant ou circulaires sont moins fréquentes mais, occupées par des congères à fonte tardive, elles sont le siège de morphodynamiques importantes. Elles prennent place dans les molles ondulations des longs versants des planèzes, parfois dans des creux liés aux sourcins, ou en arrière des interfluves secondaires comme dans le Mont Lozère. La figure 140A montre leur disposition autour du Rocher de la Sagne du Porc, dans le Cantal. La plupart sont de grande taille (100 ou 200 m de long sur 50 m de large) mais certaines peuvent être petites (10 ou 20 m dans les deux sens), ce qui est surtout le cas des plaques liées aux creux des sourcins.

Enfin, il convient de mentionner des accumulations neigeuses disposées en congères au niveau des cols, à cheval sur la crête, avec une dissymétrie dans l'épaisseur liée à la position par rapport aux vents dominants. Difficiles à classer sont aussi les congères de neige qui se localisent dans de petits creux de toute sorte : ravins élémentaires entre les pinacles des corniches de brèche, cicatrices des petits éboulements, stries laissées par le passage du bétail. Bien que peu importantes par la taille, ces congères sont souvent le point de départ de décapages de pelouse dont l'intérêt morphogénique est grand.

La répartition, la forme et la taille des congères de neige sont étroitement liées au relief préexistant et à l'exposition. Les formes de détail du relief, héritage d'une longue évolution morphogénique, conditionnent la présence ou non de pièges à neige ; un lourd plateau à peine bosselé retient mal la neige, au contraire, un versant taillé dans la brèche hétérogène, avec de multiples ressauts, présente un grand nombre de pièges. L'exposition la plus favorable est sous le vent de Nord-Ouest, au pied d'un vaste plateau : dans le Cantal, on peut citer l'exemple de la Crête à l'Ouest du Roc des Ombres ou celui de la Crête Col de Chèvre-Croix d'Imbiquerou, près des sources du Siniq.

Pour chacun des types de congères, il est donc fondamental d'insister sur leur disposition dans l'espace en fonction des formes du terrain préexistantes puisque c'est cette disposition qui conditionne leur "puissance érosive". Il faut surtout opposer les congères des longs versants bosselés, couverts de formations superficielles épaisses

aux congères des versants irréguliers à corniches ; à cela, il est nécessaire d'ajouter le type des accumulations neigeuses longitudinales, logées dans des ravins élémentaires, responsables d'une dynamique importante et spécifique. Ajoutons qu'à l'échelle d'un versant, il est fréquent d'observer divers types de congères superposés : congères en croissant à l'amont, congères longitudinales à l'aval (fig. 140B).

3- Les dynamiques érosives liées aux plaques de neige.

Toutes les niches provoquent des changements dans le couvert végétal, tant dans la physionomie de la pelouse que dans les aspects phénologiques (1). Le cycle végétatif est fortement raccourci, ce qui ne permet la survie que d'un nombre limité de plantes ; les géophytes et les hémicryptophytes y sont beaucoup plus nombreuses que les chaméphytes qui, telles la Callune ou diverses Vaccinées, sont quasi absentes sous les congères de longue durée. Ainsi, autour de la tache de neige, et, progressivement, sous elle, au fur et à mesure de la fonte, se créent de petits secteurs où la pelouse, en partie détruite, ne peut plus jouer un rôle protecteur. C'est dans ce cadre que peuvent s'exercer des dynamiques érosives plus ou moins importantes.

Depuis les premiers travaux de F.E. Matthes (1899-1900), ces dynamiques ont été longuement décrites par de nombreux auteurs (W.V. Lewis, 1939 ; Ed. Watson, 1966) ; les effets de la nivation sont d'autre part présentés dans la plupart des thèses récentes consacrées aux montagnes tempérées ou méditerranéennes. Pour notre part, nous avons pu observer un certain nombre d'évolutions dont le détail sera repris dans la partie régionale du présent Livre ; il convient cependant d'en exposer les traits généraux dès maintenant.

Sur notre terrain, il semble bien qu'en hiver le sol soit toujours dégelé sous les accumulations de neige, soit parce que la neige est tombée sur un sol non gelé, soit parce que ce dernier a pu dégeler sous le manteau neigeux.

(1)- nous avons pu noter la floraison du muguet le 10 juillet dans une des niches du cirque des Rochers de Chamalières.

C'est au printemps que se passe l'essentiel des phénomènes, au fur et à mesure de la fonte. Si cette dernière est précoce et brutale, l'évolution se traduit surtout par une forte imbibition du sol avec des phénomènes de solifluxion vite bloqués par le tapis végétal. Si au contraire la fonte est lente, avec de nombreuses périodes de stagnation ou de remplissage et de disparition répétés, les processus qui affectent la bordure sont nombreux et efficaces : le gel intervient à la fois par le moyen des pipkrakes et par gélifraction ; dans le premier cas, sol et pelouse sont émiettés, dans le second, des petits blocs récemment dégagés sont réduits en blocaille, esquilles et éléments fins (photo X) ; comme cela a déjà été maintes fois souligné, l'action du gel est ici favorisée à la fois par des conditions microclimatiques et par la présence d'eau liée à la fonte. A l'aval de la congère se libère progressivement un espace qui connaît un peu les phénomènes provoqués par le gel, mais surtout ceux qui se rattachent à la libération de l'eau par la neige : forte imbibition provoquant une très légère solifluxion et parfois de petites coulées boueuses de quelques mètres de longueur (le phénomène est facilement déclenché par le piétinement) ; phénomènes de ruissellement conduisant à un modeste lavage superficiel et, dans de rares cas, lorsqu'une forte averse s'ajoute à la fonte, à un début d'organisation en petits chenaux. Il faut insister sur l'aspect ténu de ces deux processus, tant solifluxion que ruissellement, et cela d'autant plus que la fonte est plus lente : l'essentiel de l'eau libérée s'écoule lentement, s'infiltré et connaît un cheminement hypodermique qui va nourrir les sources situées plus à l'aval.

L'efficacité des processus qui se déroulent autour de la plaque de neige dépend donc de la durée de la fonte, laquelle est tributaire à la fois de l'épaisseur de la congère et des conditions climatiques locales (altitude, exposition).

Une fois la neige entièrement fondue, la congère laisse la place, selon les cas, à une plaque à pelouse discontinue ou même carrément absente. Dès lors, peuvent s'exercer les processus d'été ou d'automne qui sont surtout ceux du ruissellement, en nappe ou concentré ; ses effets sont plus ou moins marqués selon l'intensité des averses et nous verrons apparaître des différences entre les régions méditerranéennes

et les milieux océaniques du Cantal.

En fin d'automne, avec le début d'un nouvel enneigement, on retrouve le rôle du gel (pipkrakes), mais, très vite, celui-ci s'atténue en raison des périodes à couverture neigeuse protectrice de plus en plus longues.

Il nous faut aussi insister sur la part prise par les rongeurs qui, installés sous le manteau neigeux, jouent un véritable rôle morphogénique chaque fois que la neige recouvre un sol non gelé. Ils creusent dans le sol des tunnels de 5 à 10 cm de large, au contact entre le sol et la neige, ce qui crée un réseau de galeries dans lesquelles ils rassemblent des débris végétaux et des éléments minéraux mêlés. En période de fonte maximale, les filets d'eau se concentrent dans ces galeries qu'ils contribuent à approfondir. Lorsque la neige a complètement disparu, restent sur le sol, entre les touffes d'herbe, les accumulations longitudinales et de toutes petites rigoles. Si les accumulations disparaissent assez vite en raison de l'intégration des débris végétaux à l'humus, les petites rigoles peuvent servir de siège à un ruissellement concentré ultérieur et être localement le point de départ d'une déchirure de pelouse.

Ce travail des rongeurs, non négligeable en raison de l'ampleur des secteurs touchés, est le plus important là où la neige est abondante, mais en dehors des plus grosses congères.

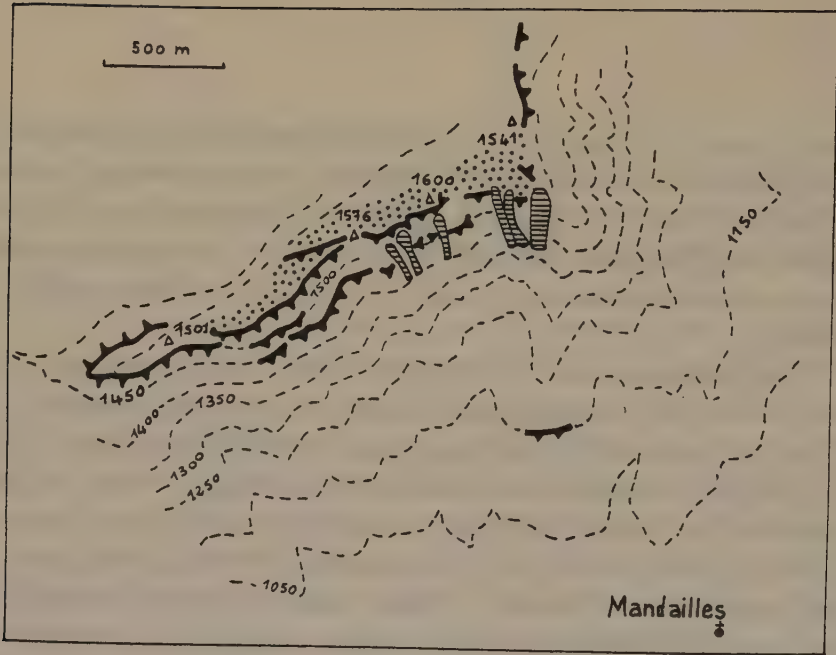
En dehors des congères, le rôle morphogénique de la neige se traduit aussi par l'existence d'avalanches. Le lecteur sera peut-être surpris de lire un développement sur ce mode de dynamique nivale dans un ouvrage sur le Massif Central. Il est vrai que jusqu'alors, peu d'études mentionnent ce phénomène. Pourtant il existe et nous avons pu l'observer nous-même, en cours de déroulement, en bordure orientale du Cézallier, près du village de La Terrisse commune de Vèze, vers 1200 m d'altitude: le plateau se termine brutalement par une encoche raide en forme de petit cirque dominant la vallée d'un affluent de la Sianne, la neige s'accumule en congères épaisses, sous le vent, au sommet du versant. C'est surtout au printemps (en avril), lorsque de nouvelles chutes viennent alourdir les anciennes accumulations tandis que la fonte est déjà commencée, que se produisent les coulées de neige. Celles-ci sont courtes (100 à 150 m) et leur effet morphologique

faible. Toutefois, il faut noter à leur emplacement des modifications dans la composition de la forêt : le hêtre est ici remplacé par le bouleau, de petite taille et d'aspect mal venu. Ces avalanches de bordure de planèze nous permettent aussi de comprendre le mode d'alimentation des cirques suspendus qui frangent tous les massifs en position orientale.

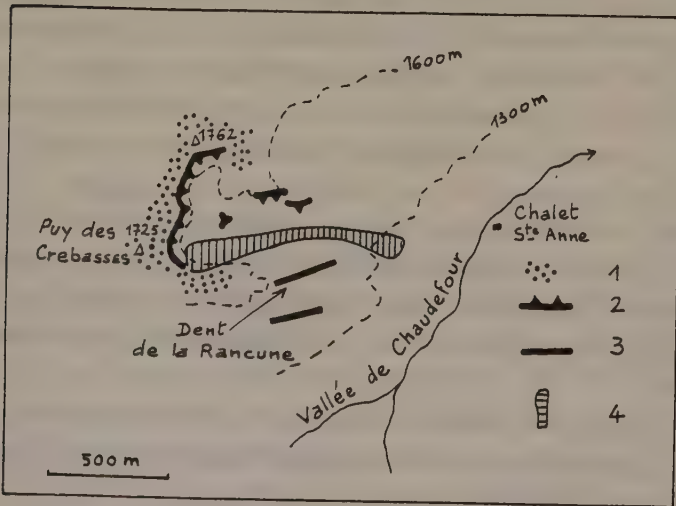
Les avalanches sont plus fréquentes dans le coeur des grands massifs (1). Parmi les phénomènes récemment observés dans les Monts Dore, on peut rappeler la grande avalanche qui s'est déclenchée en janvier 1980 depuis le versant oriental du Puy des Crebasses jusqu'au pied de la Dent de la Rancune dans la vallée de Chaudefour, sur une pente d'ensemble de 28 à 30° (fig.141, B). Le glissement de neige molle et lourde qui s'est produit après un redoux marqué a entraîné dans sa chute une grosse quantité de sol et de rochers. Dans le Cantal, un bon exemple peut être trouvé dans la haute vallée de Mandailles près des corniches dites Le Cassaïre, au Sud du Puy de Chavaroche. Plusieurs "coulées" de neige ont été observées en février 1978 et en mars 1980 sur une pente forte (entre 40 et 45°) coupée de trois corniches fig. 141, A). Les plus fréquentes correspondent à des glissements de neige fraîche sur un plan de neige ancienne durcie (février 1978) ; d'autres se produisent après des précipitations abondantes sur une couche de neige qui se met en mouvement, ce qui entraîne des arrachements de type "coups de cuiller" avec décapage de la pelouse et d'une partie du sol (mars 1980). Seules les secondes ont un impact morphologique marqué et sans doute faut-il voir là la cause principale du démarrage des écorchures de pelouse que nous décrirons dans la partie régionale concernant le Cantal.

Les avalanches du Massif Central sont peu favorisées par la pente (insuffisamment forte sur de longues distances) mais elles trou-

(1) - De précieux renseignements concernant les avalanches m'ont été fournis par B.Delmas (Lycée de Marmilhat, Clermont-Ferrand) et J.F.Heil (Maison des volcans, Aurillac). Je tiens à les en remercier ici chaleureusement et amicalement.



A



B

Fig. 141 : Exemple de couloirs avalancheux dans leur environnement morphologique.

1. petits espaces plans ou à pente faible. - 2. corniche. - 3. dyke. 4. couloirs suivis récemment par une avalanche.

A- haute vallée de la Jordanne (Cantal).

B- vallée de Chaudefour (Monts Dore).

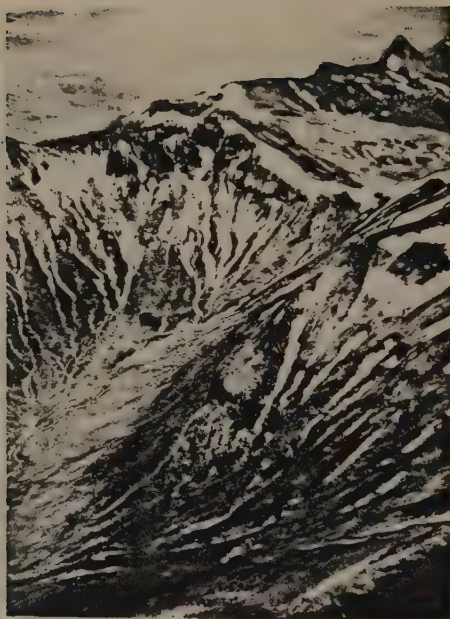
vent des conditions propices dans l'instabilité de l'hiver (redoux fréquents, parfois pluvieux, après d'abondantes chutes de neige). Autant de traits qui sont en accord avec les remarques de J. Tricart et A. Cailleux concernant ce phénomène (1962, p. 200).

En relation directe avec ces avalanches, les effets morphologiques sont faibles ; en revanche, indirectement, ils sont importants dans la mesure où la petite ouverture de pelouse provoquée par le glissement de la neige peut devenir le siège de processus divers qui, en se relayant, vont empêcher la cicatrisation de cette plaie.

En conclusion de l'étude de l'enneigement que nous venons de conduire nous pouvons insister sur deux remarques :

- à l'échelle de l'ensemble du Massif Central, le tableau synoptique de l'enneigement des divers massifs permet des comparaisons régionales qui, outre leur intérêt pour la connaissance de la géographie actuelle de la neige, éclairent les paléoévolutions tant glaciaires que périglaciaires. On saisit la place occupée dans cette régionalisation par les grands massifs, ensembles aujourd'hui neigeux et qui furent fortement englacés.

- à l'échelle des versants, la mise en évidence des étapes du déneigement et de l'importance des congères logées dans des niches précise le rôle de la neige dans les morphodynamiques actuelles. L'extrême variabilité interannuelle et saisonnière des limites du manteau neigeux et de la quantité de neige disponible ne rend pas aisée la fixation des limites de l'étage affecté par les processus induits par la présence de la neige.



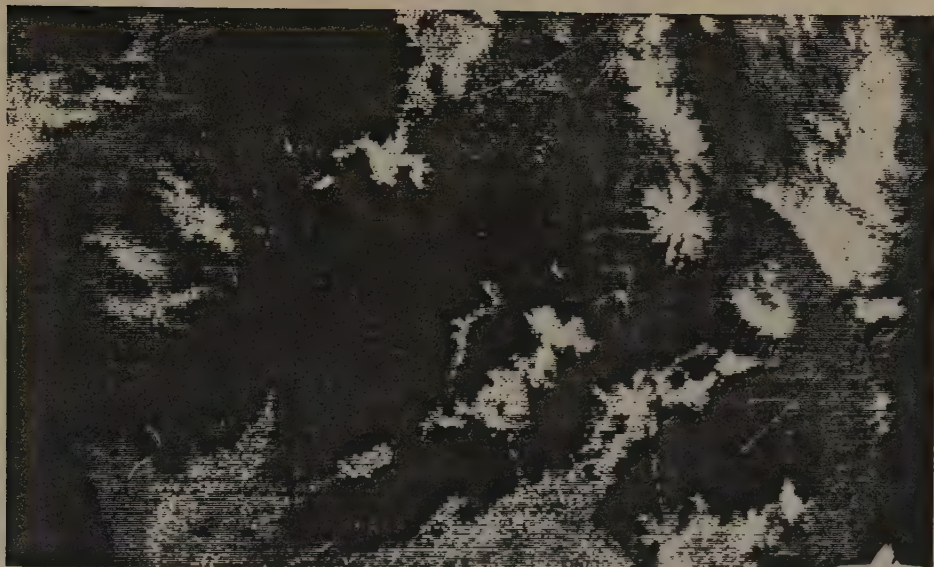
Cl. RAY HALIN



Planche VI : Aspects de l'enneigement tardif dans le massif du Cantal. Situation le 28 mai 1980.

En haut : La haute vallée de la Santoire, le Col de Cabre et le flanc oriental de Peyre Arse.

En bas : Le versant nord-oriental du Puy Griou avec au second plan la haute vallée de la Cère.



A

Planche VI bis : la couverture neigeuse du Massif Central en début d'hiver. Images fournies par le satellite NOAA5.

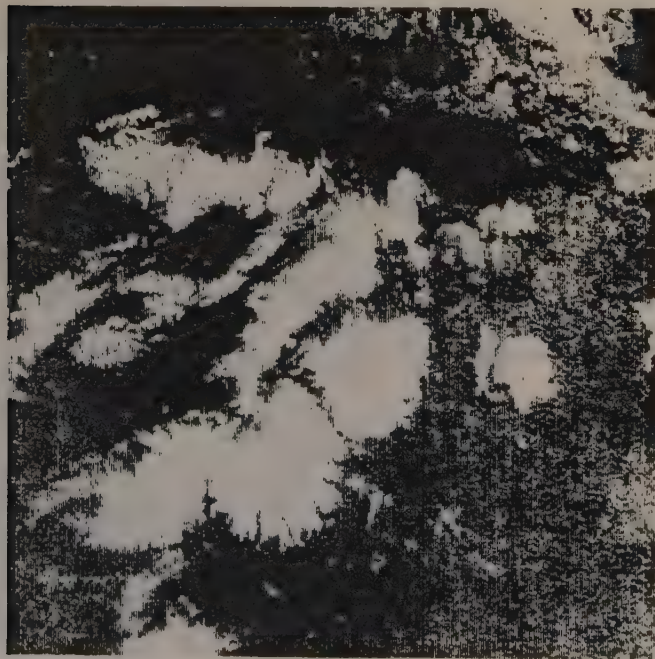
A. Situation au 19/11/77 (canal II).

B. Situation au 07/01/78 (canal I).

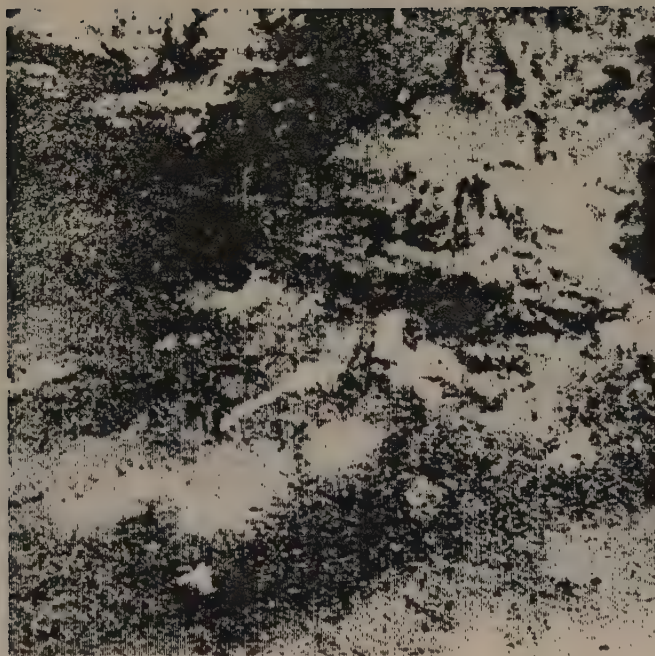
L'estuaire de la Gironde permet sur l'image A, un repérage géographique.



B



A



B

Planche VI ter : la couverture neigeuse du Massif Central en fin d'hiver.
 Images fournies par le satellite NOAA5.
 A. Situation au 19/03/78 (canal I). B. Situation au 28/03/78 (canal I).
 La côte languedocienne permet le repérage géographique. Sur l'image B, noter à la même date la faiblesse de l'enneigement sur les Péalpes.

CHAPITRE II - LES PROCESSUS D'EROSION LIES AUX ALTERNANCES GEL-DEGEL.

A- Les observations de terrain.

Les processus d'érosion créés par les alternances gel-dégel se manifestent pratiquement en toute saison dans la partie la plus haute de notre domaine d'étude, mais on les trouve surtout fonctionnels aux saisons intermédiaires que sont le printemps et l'automne.

Les alternances de gel-dégel qui conduisent à une modification de l'état physique de l'eau provoquent des effets à la fois dans les sols (phénomènes de pipkrakes) et vis-à-vis de la roche en place (cryoclastie). Les phénomènes de verglas, bien qu'observés en plusieurs cas (parois, surface des blocs des tabliers d'éboulis) sont d'étude difficile et leur intérêt morphologique n'est pas aisé à mettre en évidence.

1- Les effets de l'alternance gel-dégel dans les sols.

a/ En surface.

Le plus facile est de noter ce qui se passe dans la partie superficielle du sol lorsque ce dernier est dénudé ou partiellement mis à nu. L'alternance gel-dégel provoque la création d'aiguilles de glace que l'on désigne sous le nom de pipkrakes. J. Tricart (1967) les présente comme des éléments de "glace fibreuse formée par exsudation", "filaments accolés les uns aux autres", pouvant atteindre jusqu'à 20 cm de hauteur ; ils peuvent soulever la pellicule superficielle du sol, des feuilles mortes ou de petits cailloux.

Dans toutes les parties basses de notre domaine d'étude, ce phénomène s'observe communément pendant le semestre froid, dans les terres labourées bien humidifiées, après une nuit de gel. Son rôle morphologique apparaîtra dans l'étude des phénomènes anthropiques. En altitude, les pipkrakes peuvent se réaliser partiquement en toute saison, mais c'est au printemps et à l'automne qu'ils sont les plus

fréquents ; ils sont exceptionnels du 15 juillet au 15 août, et pratiquement inexistants au coeur de l'hiver en raison du manteau neigeux.

Paradoxalement, c'est en altitude qu'on les observe le moins facilement en raison de l'aspect ponctuel de leur localisation touchant de petits espaces au milieu de vastes étendues de pelouse. En dehors des secteurs cultivés les endroits où les pipkrakes prennent de l'ampleur sont de trois types :

- les bordures de "stries de parcours" ;
- les petites étendues minérales provoquées par la présence de congères tardives ;
- tous les secteurs en cours d'aménagement par l'homme : préparation des pistes de ski, ouverture de chemins d'accès aux sommets, pose de pylones pour remonte-pentes ; autrement dit, partout où la pelouse a été détruite et où affleure le sol à nu. L'expression optimale du phénomène a lieu avec des matériaux hétérogènes à la fois chargés en fines et en éléments de granulométrie moyenne (sables grossiers, petits cailloux) ; une porosité élevée, en favorisant la circulation capillaire, permet aussi la meilleure croissance des colonnettes de glace. Ce dernier critère avantage les sols sur roche volcanique mais les roches granitiques portant des altérites sableuses connaissent aussi un bon fonctionnement du processus.

Les mécanismes du déplacement sur la pente des matériaux soulevés par l'aiguille de glace, lors du dégel, sont bien connus (L. Lliboutry, 1965). Nous n'avons pu faire suffisamment de relevés pour quantifier le phénomène, mais nous nous sommes intéressé à l'aspect des matériaux ainsi soumis à l'action répétée des pipkrakes :

- au milieu des plaques affectées par le phénomène, le sol prend un aspect soufflé et les petits blocs étant remontés, on a l'impression d'une sorte de dallage superficiel.
- le long des entailles de pelouse, la bordure des mottes est émiettée, pulvérisée en petits éléments ; certains sont détachés en colonnettes dont la base est encore ancrée dans le sol ; d'autres pendent dans le vide, retenus par quelques racines qui n'ont pas été rompues ; progressivement se crée une petite cavité qui favorise

l'action ultérieure d'autres processus (fig.142). Sous la pelouse voisine, au même moment, et donc dans les mêmes conditions climatiques, aucun phénomène de surface lié au gel n'est visible.

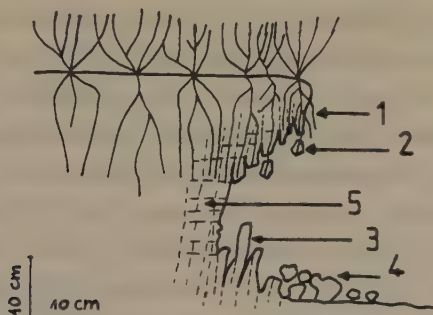


Fig.142 : Action des pipkrakes sur une entaille de pelouse.

1. racines mises à nu. - 2. "boulette" de sol isolée et soutenue par une racine. - 3. colonnettes de sol. - 4. agrégats. - 5. fentes sans doute préparées par la glace.

C'est surtout la préparation du matériel aux fins d'exploitation par d'autres facteurs qui nous a paru fondamentale. Les autres facteurs jouent en effet eux aussi un rôle d'entretien et permettent aux aiguilles de glace de s'exercer à nouveau avec efficacité. Comme les cycles gel-dégel sont fréquents dans les moyennes montagnes des latitudes moyennes, l'action des pipkrakes devrait être un phénomène largement répandu sur notre terrain. Il n'en est rien, en raison de la protection exercée par la couverture végétale, l'effet des aiguilles de glace ne se faisant sentir que lorsque la pelouse a subi une entaille. En effet, le processus ne peut persister que si d'autres agents interviennent en combinaison pour entretenir la plaie vive : à altitude moyenne, la pousse de la végétation est si importante en dehors des périodes de croissance des cristaux de glace qu'elle gêne le développement ultérieur des pipkrakes et que, progressivement, ceux-ci sont éliminés du site, la pelouse recouvrant à nouveau tout l'espace. Pour des problèmes pratiques comme ceux touchant à l'aménagement en montagne, il est bon de connaître à partir de quelle altitude le processus pipkrake n'agit plus seul, mais, combiné à d'autres,

il entretient durablement une "écorchure de pelouse". Même après plusieurs années de terrain, il est bien difficile de donner des chiffres précis : pour le Cantal, il semble que l'on puisse établir qu'au-dessus de 1500 m les pipkrakes sont toujours relayés par d'autres processus, ce qui rend toute cicatrisation de la pelouse difficile sinon impossible ; en dessous de 1250 m la cicatrisation est, au contraire, rapide et, entre les deux tranches d'altitude, existe un étage intermédiaire où l'évolution dépend étroitement des conditions locales. Au Mont Lozère, les altitudes sont sans doute un peu plus basses (1400 m ? pour le seuil le plus élevé) sans que l'on sache si la raison en est climatique ou lithologique (granites).

b/ En profondeur.

A l'intérieur du sol, sous la pelouse, les effets du gel sont plus difficiles à mettre en évidence. Nos meilleures observations ont été faites au Mont Lozère. Dans la plupart des cas, le sol n'est pas gelé profondément lorsque se produisent les premières chutes de neige importantes. Mais, comme la couverture neigeuse est discontinue en raison de l'action du vent qui accumule la neige en congères dans les creux et laisse à nu tous les sommets plans d'interfluvies, le gel peut pénétrer avec une certaine vigueur sur ces espaces non protégés. Le début de la fonte au printemps ne fait qu'accentuer le processus. La pénétration du gel dans le sol est donc un phénomène discontinu dans l'espace.

Prenons l'exemple d'observations réalisées le 19 avril 1980 entre le Col de Finiels et le sommet du même nom, soit entre 1540 m et 1699 m. D'énormes congères demeurent logées dans tous les creux avec des accumulations de neige pouvant atteindre 1,5 à 2 m. Sous toutes les plaques de neige, même sous des épaisseurs inférieures à 30 cm, le sol n'est pas gelé. Au contraire, entre les congères, le gel a pénétré profondément : des sondages, réalisés très difficilement, nous ont permis de voir le sol gelé sur 20 à 30 cm de profondeur ; la glace est répartie très uniformément et forme, avec les particules minérales, une sorte de béton, à allure de "sorbet mal remué" ; aucune

lentille ou colonne de glace bien individualisée n'est visible. Enfin, sur l'espace plan sommital, le sol est dégagé en surface sur 3 à 4 cm mais il reste gelé en profondeur.

Nous pouvons dès à présent tirer de ces observations quelques conséquences sur les morphodynamiques actives : sous les congères, l'absence de gel permet l'imbibition de l'eau et favorise les mouvements de solifluxion, y compris sans doute au coeur de l'hiver ; sur les secteurs plans sommitaux, de nombreuses alternances superficielles de gel-dégel expliquent en partie l'aspect "tigré", "râpé" de la pelouse et la naissance de petites figurations de 10 à 15 cm de diamètre dans les parties les plus riches en fines ; sur le versant oriental, l'engel étant brutal et continu et le dégel sans doute lent, les effets sur la dynamique du versant ne sont pas faciles à mettre en évidence et doivent être contrariés par le dense tissu racinaire d'une végétation bien adaptée à ce type de gel. Ajoutons, en ce qui concerne les plaques de neige, que l'action du gel se produit en périphérie au fur et à mesure de la fonte : dans le cas où la végétation est complètement détruite, l'engel peut atteindre 8 à 10 cm, ce qui est suffisant pour permettre des effets de mollisol lequel concourt alors à un léger déplacement des matériaux.

c/ Le cas des buttes gazonnées (1).

A ces observations sur le gel du sol, il faut ajouter celles qui concernent les buttes gazonnées. L'observation en est rare au Mont Lozère où se développe surtout le type de buttes liées en partie au passage du bétail en milieu un peu hydromorphe que G.Soutadé (1980, p. 163 et 169) appelle des mottes gazonnées ; on peut en souligner l'importance à la partie aval des amphithéâtres sommitaux des ruisseaux de Samouse, de Bourrassade ou de l'Herle.

(1)- Ne sont pas prises en compte ici les buttes végétales qui résultent de l'accroissance des végétaux refusés par le bétail, comme certaines touffes de carex. Notons que ce phénomène est fréquent dans le Massif Central et que des confusions peuvent se produire.

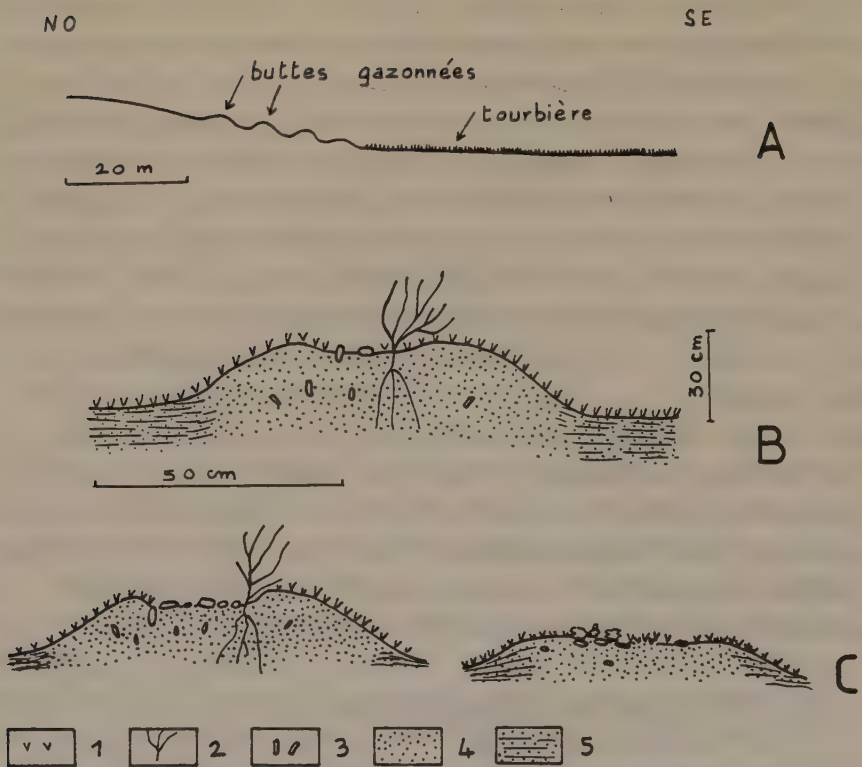


Fig. 143 : Les buttes gazonnées du plateau de Brugiroux.

- A- Situation sur le versant
- B- Coupe à travers une butte
- C- Types de buttes à ostiole

1. pelouse. - 2. callune. - 3. petits blocs. - 4. sol à structure floconneuse. - 5. sol à structure tassée.

Les vraies buttes gazonnées sont plus fréquentes dans le Cantal, sur les parties les plus hautes des planèzes comme sur le plateau de Brugiroux entre Murat et le lac des Sauvages. On les trouve, situées en position de suralimentation neigeuse, à quelques mètres au-dessus des tourbières (fig. 143, A). Leur développement se fait en bordure de congère dans l'auréole déneigée en premier lieu. Elles ont en général un diamètre de 50 à 70 cm pour une hauteur relative qui ne dépasse pas 20 cm ; elles sont légèrement dissymétriques avec le bord aval redressé. Une coupe réalisée (fig. 143, B) en travers montre dans le coeur une structure floconneuse des matériaux et une structure tassée, massive, dans les espaces situés entre deux buttes. Le matériel présente une fraction limoneuse abondante (+ de 25 % à 15 cm de profondeur au coeur de la butte). De petits éléments lithiques sont redressés en position verticale, ce qui est un argument en faveur de la géliturbation. Nous avons pu observer la pénétration du gel en avril jusqu'à 12 cm de profondeur au sein de la butte tandis que les parties latérales, couvertes sous une faible couche de neige, étaient exemptes de glace.

De telles formes sont à rapprocher de celles qui ont été décrites par J. Tricart (1967, p. 214) ou par A.L. Washburn (1973, p. 126 à 128). G. Soutadé (1980, p. 167-169) en a repris la genèse pour les Pyrénées orientales.

Dans le Cantal, plusieurs types de buttes gazonnées existent suivant l'ancienneté de leur formation (fig. 143, C) ; les plus récentes sont bien végétalisées et présentent une forme en chaudron renversé ; d'autres sont ouvertes en leur sommet sous forme de petits ostioles qui laissent apparaître quelques cailloux et une plage de matière fine. En bordure de l'ostiole, on peut noter la présence de callune qui témoigne de l'assèchement de ce micromilieu. Plus évolué est le cas des buttes égueulées vers l'aval, avec un micropavage en surface et une couverture presque complète de lichens, ce qui indique un arrêt des processus internes.

Les buttes gazonnées, relativement rares sur notre terrain, ont toutefois une signification importante dans l'étagement des processus. Elles se manifestent dans le Cantal, d'une façon ponctuelle, dès 1280 m.

Les phénomènes de gel / dégel, en surface et dans les sols, sont des processus à ne pas négliger dans le Massif Central. Freinés partout où la couverture végétale est continue, ils deviennent efficaces dès que celle-ci est interrompue.

2- Les effets de la cryoclastie actuelle.

Les phénomènes qui conduisent à la cryoclastie sont partout potentiels dans notre domaine d'étude et le nombre de cycles gel/dégel suffisants pour permettre le détachement de débris. Mais en fait, les versants étant presque partout couverts d'un sol épais et d'une végétation fermée, cette potentialité s'exprime rarement, et ce n'est que par points isolés les uns des autres que l'on peut relever les témoins d'une cryoclastie efficace.

a/ Observations sur les sites à cryoclastie actuelle.

Deux types de sites ont été repérés comme sensibles à la cryoclastie actuelle. Il s'agit :

- d'une part, des corniches et des chicots rocheux dominant les crêtes ;
- d'autre part, des secteurs en cours de dénudation actuelle où la roche en place est progressivement exposée.

Dans le premier cas, corniches et chicots rocheux sont des milieux ventés où la neige ne tient pas et où les alternances gel/dégel peuvent se produire pendant toute l'année. L'alimentation en eau des corniches est en général excellente, étant assurée, depuis le plateau situé en arrière, au travers du sol ou de formations superficielles et ensuite par les diaclases de la roche plus ou moins remplies de matériaux fins. L'orientation est un phénomène important bien connu que l'on retrouve ici : les faces tournées vers le Sud connaissent une efficacité plus poussée de la cryoclastie. Dans le Cantal, le piton du Puy Griou, ouvert à tous les vents, permet, sans aucun doute possible, de vérifier l'observation : c'est sa face sud-est, bien que déjà la plus exploitée, qui connaît le plus important détachement de débris. On peut faire la même remarque sur le flanc SE du Puy Bataillouze.

Dans le cas des secteurs en cours de dénudation, la comminution des blocs est rapide et la quantité de matériaux gélifractés abondante, en particulier durant la première année qui suit la mise à nu. Ceci s'explique par le fait qu'il s'agit d'un matériel qui n'a jamais connu auparavant l'action du gel, à la différence des corniches qui ont, elles, déjà subi un enlèvement de matière par la cryoclastie antérieure ; ajoutons que le matériel est parfois altéré, au moins le long des diaclases ; cependant le processus, actif au départ, se ralentit rapidement dans la mesure où les débris, peu évacués, forment une protection efficace. Ne perdons pas de vue non plus que les espaces affectés sont toujours de petite taille.

L'action du gel est aussi efficace sur les parois des gros blocs fraîchement éboulés : il se produit alors le détachement d'esquilles et de petits blocs partout où la surface initiale est rugueuse ; mais le processus se bloque rapidement.

Sur les éboulis hérités du Tardiglaciaire, la cryoclastie consiste en de rares retouches : quelques blocs fendus en deux, quelques coins cassés et des esquilles détachées. Tout comptage est impossible mais nous pouvons estimer que dans le meilleur des cas, on ne peut compter plus d'un bloc retouché pour un millier de blocs disposés en surface. Les éboulis les plus touchés sont tout naturellement en altitude (à partir de 1250 m dans le Cantal et surtout 1500 m) et ce sont ceux qui connaissent déjà un début de colonisation (mousses et lichens), laquelle favorise sans doute une meilleure alimentation en eau. Quant à ce qui se passe au coeur de l'éboulis, il est bien difficile de l'établir avec sûreté et il ne semble pas évident que la cryoclastie s'y poursuive actuellement.

A l'encontre des blocs contenus dans les formations gélifluées héritées du Tardiglaciaire, l'action de la cryoclastie semble faible, voire nulle. Tout se passe comme si ces blocs, produits d'une ancienne gélifraction, représentaient, pour chaque roche, le terme ultime de l'amenuisement réalisable par le gel.

b/ Observations sur la taille et le détachement des matériaux.

Plusieurs exemples permettront de bien comprendre la

variabilité de la taille des matériaux obtenus et des modalités d'attaque de la roche.

Dans certains cas, seuls les macrojoints de la roche sont exploités : c'est ainsi qu'au sommet du Lizieux (Velay) et au Puy Griou (Cantal), la phonolite est débitée en dalles de 2 à 5 cm d'épaisseur sur 20 ou 30 cm de long et autant de large ; souvent, les feuillets sont seulement disjoints de quelques millimètres et la roche se présente comme une sorte de "mille-feuille " à l'aspect soufflé ; ce type d'attaque ne se produit que lorsque les joints primitifs sont verticaux ou mieux, légèrement obliques par rapport à la verticale.

Avec les roches massives présentant des polyèdres comme les basaltes ou les trachy-andésites du Cantal, les blocs détachés sont de grande taille (ex. : 40 x 20 x 10 cm sur les basaltes de Brugiroux ; Cantal, 1300 m).

On peut parler, pour ce type de détachement, d'une simple gélidivision comme avait proposé de le faire G.Kieffer, dans la mesure où c'est bien un coin de glace qui se forme dans les joints et sépare les blocs. Le phénomène est, de ce fait, dépendant de la disposition originelle de la roche : diaclases verticales ou obliques, enracinement de la roche primitive de façon à permettre une bonne alimentation en eau.

En fait, la simple gélidivision est un phénomène rare et le plus souvent, les blocs détachés sont de taille inférieure à l'écartement des diaclases. Les gélifracsts montrent des faces qui coïncident avec un plan de faiblesse, et d'autres totalement indépendants de ces plans. Il y a bien eu, au sens descriptif des termes, cryoclastie ou gélifraction (s.s.). Le cas se présente sur le flanc sud de Bataillouze (Cantal, vers 1550 m) où, sur une corniche inerte de trachy-andésites à joints larges (médiane supérieure à 40 cm) de petits passages à joints serrés (< 15 cm) sont attaqués par le gel : les produits obtenus sont de petite taille, de dimensions inférieures à 10 cm, et témoignent d'une fracturation, indépendante de la structure visible. Le phénomène se retrouve dans les basaltes de Prat de Bouc (Cantal, 1524 m) ou sur les phonolites du Puy Griou où des fragments de la taille du poing sont découpés sur des prismes grossiers dont une des dimensions est souvent métrique.

Le gel actuel n'a d'efficacité que sur la partie de la roche bien diaclasée et la cryoclastie se bloque lorsque le matériau attaqué devient plus massif. Pour chaque type de roche, nous pourrions proposer un écartement type des diaclases à partir duquel la roche n'est plus attaquée.

Dans tous les cas, la cryoclastie actuelle fournit un fort contingent de débris dont "la taille correspond exactement au macro-diaclasage de la roche, à l'écartement des diaclases visibles" (B.Valadas, 1975). Il s'agit de l'exploitation de la structure de la roche, des joints, là où ils sont les plus fragiles. De ce fait, les gélifracts ont certaines de leurs faces qui correspondent aux plans des diaclases, mais les autres faces des blocs détachés impliquent une rupture perpendiculaire ou oblique par rapport au système des diaclases, et faite en toute indépendance des joints. C'est pourquoi les termes de cryoclastie ou de gélifraction doivent être conservés pour décrire ce processus d'attaque des roches.

En ce qui concerne la limite dimensionnelle inférieure des blocs, elle est difficile à cerner dans la mesure où les plus petits éléments détachés sont évacués sur le versant et ne peuvent être observés. Il semble toutefois qu'il existe pour chaque roche une "dimension-limite", "commandée par la structure de la roche au niveau de laquelle se bloque la gélifraction. Pour les basaltes, cette limite est élevée ; pour les phonolites, le seuil est plus bas et la roche se laisse facilement débiter en esquilles..." (B.Valadas, 1975). Ainsi, il semble que la taille des gélifracts soit plus commandée par la structure des matériaux affectés que par l'intensité du gel.

Sur le terrain, la gélivité d'une roche est donc fonction du nombre des diaclases qui l'affectent au mètre linéaire, mais aussi de l'état de ces diaclases : une altération, même débutante, avec remplissage des joints par des matériaux fins, est toujours un facteur propice. De même, une bonne alimentation en eau est nécessaire ; elle est fonction de la situation topographique, la présence de congères de neige à l'amont des corniches étant un élément favorable.

c/ Une difficile quantification.

S'il est un sujet délicat à aborder, c'est bien celui de la quantité de débris fournie par la gélifraction actuelle et *a fortiori* par la gélifraction holocène. La production actuelle de débris est représentée par de petits cônes étalés entre la base de la corniche et l'éboulis tardiglaciaire, ou coïncés dans les couloirs qui accidentent les chicots rocheux : cela équivaut au mieux à quelques mètres cubes au pied des rainures les plus exploitées. Ce volume n'est en rien comparable aux immenses éboulis qui frangent les versants au même endroit... Dans la plupart des cas, le rapport peut être estimé de 1 à 1 000 ou de 1 à 10 000.

A l'échelle d'une paroi, l'attaque par le gel reste modeste : des marquages de peinture ont permis d'aborder l'aspect quantitatif, mais la méthode reste insuffisante ; nous avons pu noter, sur les pholites du Puy Griou, versant nord, à 1670 m d'altitude, une surface moyenne débitée de $12 \text{ cm}^2 / \text{m}^2$. an sur 5 ans, pour une face de 8 m^2 ; cependant, de tels résultats ont peu de signification car il faudrait tenir compte de la taille des éclats et du fait que le départ d'un élément provoque tantôt le blocage du processus, tantôt son accélération selon qu'il dégage une face plane immunisée ou, au contraire, très diaclasée. La difficulté réside dans l'absence de suivi régulier, mensuel ou hebdomadaire. Sans piégeage, les débris sont difficiles à observer, et les plus fins échappent totalement à l'observation ; ceux que l'on peut recueillir sont des esquilles ou des fragments rocheux de quelques centimètres cubes ou quelques dizaines de centimètres cubes.

d/ Propositions pour une échelle de gélivité.

A partir des nombreux relevés effectués, il est possible de dresser une échelle de gélivité pour les différentes roches de notre étude :

- les micaschistes sont les plus gélifs : ils se débitent en lames et esquilles sur des topographies peu exposées et à partir d'altitudes basses.

- le granite à grains fins, filonien, très diaclasé (écartement moyen : 5 cm), est aussi très sensible au gel : de même les basaltes à prismation fine (5 x 5 cm) ; dans les deux cas, les gélifracts sont de petits parallélépipedes grossiers de 5 x 5 cm sur 3 ou 4 cm d'épaisseur ; le gel tronçonne les colonnes délimitées par les diaclases ou les prismes.

- avec les roches massives, gneiss, basalte, trachy-andésite, phonolite, le gel dégage moins de débris et ceux-ci sont plus grossiers (jusqu'à 10 x 20 cm). Dans certains cas, l'existence de très gros blocs fraîchement cassés (50 x 75 cm) pose problème : le gel est-il le seul processus dans leur mise en place ? et même si les coins de glace interviennent, peut-on encore parler de gélifraction ?

- le comportement du granite massif, comme celui à faciès porphyroïde, est difficile à cerner. En l'absence de corniche, la cryoclastie ne peut s'observer que sur les gros blocs épars sur les versants, et sur les tors : incontestablement, de nombreux granules mono ou polyminéraux, détachés depuis peu, jonchent le sol, mais si le gel joue un rôle certain dans leur détachement, d'autres processus interviennent (dilatation différentielle, humectation / dessiccation). Il s'agit plus d'une désagrégation par le gel que d'une gélifraction proprement dite .

- les brèches volcaniques connaissent, elles, un émiettement de leur matrice tandis que leurs constituants laviques, basaltes ou andésites, souvent bulleux, ne sont en général pas fractionnés, ce qui est conforme aux résultats des expérimentations réalisées à Caen (G. Kieffer, J.P.Lautridou, 1971).

La cryoclastie actuelle peut être un processus efficace bien que très ponctuel. Son étude est précieuse pour la connaissance des mécanismes d'attaque de la roche.

B- Les expériences de cryoclastie en laboratoire. (1)

Les expérimentations de cryoclastie en laboratoire doivent être conçues comme un moyen d'investigation complémentaire aux observations de terrain. Elles permettent alors de répondre à certaines questions : échelle de gélivité, seuils granulométriques des matériaux, part du gel dans la création de la matrice fine des éboulis,... Elles sont susceptibles de nous fournir des renseignements tant pour les processus actuels que pour les héritages.

1- Rappels sur les mécanismes généraux de la cryoclastie.

Les mécanismes et les conditions qui permettent au gel de fractionner un matériau cohérent sont relativement bien connus. Les recherches menées, tant sur le terrain qu'en laboratoire, sur les roches, sur diverses céramiques ou matériaux de construction ont permis de progresser dans l'approche de ce phénomène naturel. Les nombreuses expériences réalisées au Laboratoire de Géomorphologie de Caen ont conduit à d'abondantes publications (voir en particulier J.P.Lautridou, 1971, 1976, 1977 ; Y.Guillien et J.P.Lautridou, 1974 ; G.Kieffer et J.P.Lautridou, 1975). De nombreux travaux ont été présentés aussi au VI^{ème} Congrès de la Fondation Française d'Etudes Nordiques, tenu au Havre en 1975. Enfin, J.P.Lautridou (1978) a publié une bibliographie exhaustive sur le sujet et P.Birot (1981) a rappelé dans une synthèse magistrale, les mécanismes généraux.

La cryoclastie se produit sous l'action de forces mécaniques qui sont, les unes d'origine thermique intrinsèquement, et les autres liées à l'augmentation de volume de l'eau lors de l'engel. Lors de la transformation de l'eau en glace, l'accroissement de volume est de

(1) - Pour des raisons matérielles, les expériences de laboratoire n'ont pu porter que sur la cryoclastie, délaissant le gel/dégel dans le sol.

l'ordre de 9 %. Cette augmentation de volume provoque des contraintes qui, si elles atteignent une valeur supérieure à la limite de déformation élastique des matériaux, occasionnent une rupture par dépassement de la résistance à la traction.

En fait, les mécanismes précis qui provoquent l'éclatement sont encore mal connus. Pour les uns, c'est la pression hydraulique qui est le facteur essentiel : la glace qui se forme d'abord dans les pores les plus grossiers pousse devant elle, au fur et à mesure de la croissance des cristaux, l'eau non gelée dans les pores voisins qui sont alors soumis à des pressions de plus en plus fortes. Pour d'autres, il existe un transfert de l'eau non gelée vers les corps de glace en cours de formation dans les pores les plus grossiers ; la masse de glace augmente alors fortement en créant des pressions énormes.

Des nombreuses études antérieures, on peut dégager les relations qui existent entre la tenue au gel d'un matériau et ses caractéristiques techniques. La sensibilité au gel d'un matériau dépend :

- de sa porosité : pour P.Birot (1981), parmi les facteurs qui déterminent les possibilités de rupture, il faut retenir "un important volume d'eau gelable par unité de volume rocheux, donc une porosité élevée, avec des rayons supérieurs à 300 Å" et en même temps "un coefficient de perméabilité faible" ce qui "peut se concilier avec une porosité élevée à condition que les pores soient reliés par des goulets d'étranglement très étroits et que la tortuosité soit importante." (p. 60).

- de sa résistance au feuilletage : c'est la résistance à la traction dans un sens perpendiculaire à la direction du filage des échantillons.

- de la cohésion du matériau : dans un matériel non cohérent ou mal lithifié, la taille des grains affecte la croissance et la forme de la glace. La quantité d'eau non gelée dans un sol varie en fonction inverse de la taille des grains, toutes choses égales par ailleurs. A - 5°C, un sable est entièrement gelé tandis que les argiles ont encore 20 % d'eau non gelée (les interfaces eau-matériaux solides sont de plus en plus grands au fur et à mesure que la taille des grains est réduite).

Outre les caractéristiques techniques que nous venons de présenter, la résistance au gel d'un matériau dépend aussi de facteurs

extérieurs conditionnés surtout par des données climatiques :

- l'état de saturation au moment du gel : à sec, le gel est très peu efficace et la cryoclastie ne se produit que lorsque la teneur en eau du matériau dépasse un certain seuil que l'on appelle teneur en eau critique. Très variable suivant les matériaux, elle peut aller de 65 à 100 %. Sur le terrain, la valeur de la teneur en eau varie énormément, à porosité égale, selon la position de la roche dans le milieu, en particulier suivant les possibilités d'alimentation en eau.

- du type de gel et de la vitesse de refroidissement : une vitesse lente favorise le départ de l'eau avant le gel (évaporation), le fluage de la glace vers l'extérieur mais, en contre partie, elle permet la migration continue de l'eau vers la glace en croissance dont le volume peut augmenter et exercer des pressions fortes. Une vitesse élevée limite la perte en eau des blocs, conduit au gel rapide de tous les pores en réduisant la migration de l'eau et s'avère donc très efficace.

- de la sévérité du gel : l'intensité joue surtout pour les roches résistantes, peu poreuses.

- de la conductivité thermique des matériaux, laquelle dépend de paramètres comme la densité, le degré de saturation...

- des altérations préalables : les roches altérées sont beaucoup plus sensibles à la désagrégation par le gel.

La destruction de la roche lors de la cryoclastie s'explique par l'exploitation privilégiée des faiblesses de l'édifice lithique :

- le phénomène le plus simple, le plus fréquemment observé est celui de l'exploitation des diaclases par des coins de glace (J. Malaurie, 1968 ; P. Bout, 1953 et 1960). Les diaclases ne doivent pas être trop ouvertes de façon à conserver l'eau en leur sein ; la situation idéale est une diaclase en coin, élargie dans sa partie supérieure, virtuelle en profondeur, bourrée de limons capables de retenir un bon volume d'eau.

- l'exploitation des pores est plus difficile à observer. Ce sont le plus souvent les alignements de pores, surtout lorsqu'ils sont communicants, qui constituent les principales zones de faiblesse.

- l'exploitation du ciment intergranulaire se produit surtout

dans les roches hétérogènes (grès, brèches volcaniques). L'intensité du phénomène est fonction de la porosité du ciment, laquelle peut être augmentée par suite de son altération.

- l'exploitation des contacts intergranulaires avec rupture de ces contacts est surtout importante dans le cas des roches massives cristallines. Les résultats de l'action du gel sont fonction des types de contact entre minéraux.

2- L'expérimentation en laboratoire : résultats antérieurs.

Entreprises depuis une quinzaine d'années par J.P.Lautridou dans la cadre du Centre de Géomorphologie du CNRS à Caen, les expériences de cryoclastie ont déjà donné des renseignements très riches de signification.

Les conditions de l'expérimentation sont en grande partie différentes des conditions naturelles d'évolution et ne peuvent donner des résultats que sur des échantillons de taille réduite. Ainsi, en Laboratoire, l'expérimentation ne peut se faire que sur des blocs de petite taille, plus ou moins ébranlés lors de leur dégagement et du sciage ; de même, toutes les faces du bloc sont soumises en même temps à l'attaque par le gel tandis que, dans la nature, une ou deux faces seulement sont en général concernées à la fois ; enfin, les protocoles de gel / dégel présentent toujours des conditions plus régulières que celles que l'on peut observer sur le terrain, lesquelles sont par ailleurs relativement mal connues (A.Pancza, 1976). Il convient de ce fait de rester prudent quand on constate des discordances entre les résultats du Laboratoire et les observations dans la nature.

En dépit des difficultés rencontrées, l'expérimentation a permis de grands progrès dans la connaissance des mécanismes du gel. La plupart des résultats ont été relatés dans le Bulletin du Centre de Géomorphologie de Caen, et nous ne reprendrons ici que les principales conclusions. En ce qui concerne les processus, on peut retenir que :

- l'alimentation en eau est un des facteurs fondamentaux de la cryoclastie, ce qui met au premier plan le rôle de la porosité de la roche. La saturation critique est de l'ordre de 80 à 85 %. Il faut aussi

insister, comme le fait P.Birot (1981), sur la capacité des roches "à retrouver leur teneur en eau de carrière, après une phase d'évaporation qui peut être intense même en climat froid" (p. 69).

- le nombre d'alternances gel /dégel est beaucoup plus important que l'intensité du gel au moins pour les roches de résistance faible ou moyenne comme les calcaires (Y.Guillien, 1970 ; Y.Guillien, J.P.Lautridou, 1974 ; P.Birot, 1981). Ce fait avait déjà été noté par d'autres chercheurs (S.Wiman, 1963 ; A.S.Potts, 1970).

Les mécanismes destructeurs ont été mis en valeur par J.P.Lautridou qui distingue :

- l'écaillage créé par la formation de lentilles de glace à faible profondeur dans la roche. Il serait responsable de la "gélidescumation".
- l'éclatement de la roche par augmentation du volume de l'eau lors de son passage en glace. Ce serait le moteur de la gélifraction vraie.
- l'exploitation des fissures de la roche comme les diaclases qui sont écartées par des "coins de glace". Pour certains, on ne doit plus parler dans ce cas là de gélifraction mais plutôt de gélidisjonction (L. Hamelin) ou de gélidivision (G.Kieffer).

Quant à la production de gélifracsts, les résultats varient beaucoup selon les matériaux :

- avec les calcaires des Charentes, Y.Guillien et J.P.Lautridou (1974) obtiennent avec 300 cycles la granulométrie des grèzes observées sur le terrain ; les éclats sont arrivés au stade final de la comminution, mais la teneur en fines relevée *in situ* dans les lits gras n'est pas atteinte. Les calcaires du Châtillonnais donnent des résultats identiques à ceux des Charentes (A.Journaux, J.P.Lautridou, 1975 ; A.Journaux, 1976) ; la granulométrie du lit grossier des grèzes est atteinte mais non celle des limons des lits gras ; toutefois, l'expérience réalisée sur des échantillons prélevés directement sous forme de grèzes montre que celles-ci peuvent encore se fractionner. Ces travaux rejoignent ceux réalisés par A.Godard et F.Houel-Gangloff (1965) qui avaient obtenu, à partir du calcaire oolithique "l'apparition de véritables grèzes artificielles en tous points comparables à celles qui s'observent sur les fronts des cuestas lorraines." (p. 130).

- en ce qui concerne les granites, diverses expérimentations ont montré que lorsqu'ils sont sains, ils fournissent une faible quantité

de débris (A.Martini, 1967 et P.Rognon et alii, 1967). C'est ainsi que le granite de Vire, à grains moyens, riche en orthose et mica noir, à porosité faible (1 % max.) n'a libéré que peu de matériaux, au maximum 4 g pour un échantillon de 1100 g (J.P.Coutard, J.P.Lautridou, 1975). Le granite porphyroïde de Barfleur, calco-alcalin à deux micas et à grands cristaux de microcline, est plus affecté, mais la quantité de débris produite demeure réduite. Chaque fois que les roches ont été "fragilisées" préalablement à l'expérimentation, elles se sont révélées plus sensibles et elles ont livré davantage de débris ; ce fut le cas pour des échantillons des deux granites précédents qui ont reçu 40 000 chocs thermiques de + 20 à + 70 et inversement. De même, les granites altérés donnent des matériaux à granulométrie d'autant plus fine que l'altération est poussée, et l'on peut atteindre une limite qui se rapproche de la granulométrie des arènes (granite du massif d'Avranches, J.P.Lautridou, 1977).

- avec les roches volcaniques saines, la résistance au gel est excellente pour les basanites, les basaltes, l'andésite et la phonolite ; pour les rhyolites et les sancyites, l'attaque, faible pour un petit nombre de cycles, devient beaucoup plus forte au-delà de 200 cycles ; les andésites, peu sensibles au choc thermique, se fissurent et se fragmentent très vite dans le cas d'un gel progressif et d'une bonne alimentation en eau (G.Kieffer, J.P.Lautridou, 1971).

3- L'expérimentation en Laboratoire : nouvelles expériences.

Etant donné l'importance des formations gélifractées sur notre terrain, il nous a paru intéressant de poursuivre les expériences déjà réalisées à Caen. Les granites ayant déjà été étudiés, notre choix s'est porté sur des échantillons de roches volcaniques. L'intérêt scientifique était double en fonction des questions induites par les observations de terrain :

- quel est le comportement au gel des blocs déjà détachés de la paroi et incorporés dans les éboulis ? Tout le problème de la comminution des blocs par une gélifraction secondaire est ainsi posé.

- quelle est la part du gel dans la production des matériaux fins

que l'on observe en profondeur, sous les blocs grossiers de la plupart des éboulis ?

Pour répondre véritablement à ces questions, il était nécessaire de choisir des échantillons sur des éboulis et de les soumettre au gel du Laboratoire tels quels, sans préparation autre qu'un léger broyage des lichens de surface. Certes, dans ces conditions on connaît mal l'état initial du matériel (altération chimique plus ou moins poussée, sans doute effet de nombreux cycles gel / dégel déjà enregistrés), mais on se trouve placé dans les conditions proches de celles de la nature ; or on sait que sur le terrain, la gélifraction s'exerce rarement aux dépens de roches saines mais presque toujours sur des roches déjà affectées par une altération chimique et par de nombreux chocs thermiques.

L'expérience a porté sur quatre séries d'échantillons (G.Kieffer, J.P.Lautridou, B.Valadas, à paraître) (1) :

- Première série : 11 échantillons de basaltes du Malnon (Cézalier) altérés en sonnenbrenner.
- Deuxième série : 10 échantillons de phonolite du Meygal (Velay oriental) altérés en patine épaisse.
- Troisième série : 10 échantillons de phonolite du Perthuis (Velay oriental) présentant une altération développée selon les plans de fluidalité.
- Quatrième série : 17 échantillons de phonolite du Griou (Cantal), relativement peu altérés mais tous prélevés en surface du grand éboulis qui frange le pointement phonolithique.

Seuls les échantillons des deuxième et troisième séries ont été légèrement sciés pour permettre l'étude de la patine d'altération.

La porosité a été calculée après immersion dans l'eau sous vide. Les résultats sont indiqués dans le tableau XI :

- les basaltes du Malnon, en raison de leur état d'altération, présentent une porosité élevée, en général proche ou supérieure à 6 % ; les échantillons 1 et 2 atteignent respectivement 8,9 % et 7,9 % ; seuls les échantillons 6 et 7 avec 0,6 et 0,3 % sont peu poreux.
- les phonolites du Meygal ont une porosité nettement inférieure

(1) : Que toute l'Equipe du Laboratoire de Géomorphologie de Caen trouve ici nos plus vifs remerciements.

qui varie de 2 à 4 % pour l'ensemble de l'échantillon. La difficulté réside ici dans le fait que cette porosité varie beaucoup à l'intérieur de chaque échantillon entre la patine et le coeur de roche saine. Les patines ont en moyenne 1 cm d'épaisseur ; les moins épaisses ayant 0,4 ou 0,5 cm dans les échantillons 7 ou 10, les plus épaisses atteignant 1,7 ou 1,8 cm dans le cas des blocs 3 ou 9. Trois essais de mesure de porosité du cortex seul ont donné des chiffres élevés de 7,7 % à 14,8 %, tandis que le coeur de roche saine présentait une porosité nulle (Tableau XII). Pour ces phonolites, le gain de poids obtenu par immersion dans l'eau sous vide doit donc être entièrement attribué à la patine mais il est difficile de donner un chiffre exact pour la porosité de la patine dans la mesure où son volume ne peut qu'être estimé. Le tableau XII présente les résultats obtenus après détermination approximative du volume des patines : on y voit l'importance de cette porosité qui va de 12,2 % à 20,8 % .

- les phonolites du Perthuis ont une porosité d'ensemble relativement faible, comprise entre 0,5 % et 3,3 %. Dans ce type d'échantillon, l'essentiel de la porosité est provoqué par les fissures : l'observation des phénomènes d'ascension capillaire après 4 et 24 h montre bien l'influence de ces dernières.

- les phonolites du Griou sont, elles aussi, relativement peu poreuses avec des chiffres allant de 1,3 % à 5,45 %, la médiane étant de l'ordre de 3,1 %. Comme dans le cas précédent, la porosité doit être liée à des fissures mais ces dernières sont difficiles à mettre en évidence sans nuire à l'intégrité du bloc-échantillon. L'altération des blocs est très faible et aucune patine n'est distinguable à leur surface.

Le protocole de gel est un de ceux mis au point par les chercheurs du Centre de Géomorphologie du CNRS de Caen. Le gel est poussé jusqu'à - 8°C, chaque cycle gel /dégel se produisant pendant une période de 24 h (12 h pour le gel, 12 h pour le dégel). Le gel est donc peu marqué et l'on renonce ainsi à cerner le paramètre intensité du gel. Une lame d'eau de 1 à 2 cm est maintenue à la base des échantillons de façon à permettre une bonne recharge en eau et d'éviter ainsi tout assèchement du bloc par évaporation ou "extrusion",... L'expé-rien-

Tabl. XI: Mesure de la porosité des échantillons soumis à gélifraction expérimentale.

échantillon n°	Volume cm ³	Poids sec g.	Poids après immersion dans l'eau sous vide (g)	Porosité atteinte sous vide %
Basalte du Mainon				
1	242,5	664,5	686	8,9
2	739	2024,5	2083	7,9
3	654	1825	1870,5	6,95
4	293	822,5	841,5	6,5
5	223	628,5	641,5	5,8
6	927	2776,5	2782,5	0,6
7	330	989,5	990,5	0,3
8	463	1302	1329,5	5,9
9	394	1106,5	1132,5	6,6
10	616,5	1728,5	1767,5	6,3
Phonolite du Maygal				
1	216,5	544,5	552,5	3,7
2	185	467	472,5	3,0
3	217,5	549,5	556	3,0
4	130	331,5	335	2,7
5	194	494	499	2,6
6	293	736,5	747,5	3,8
7	152	389	392	2,0
8	153	385	391,5	4,2
9	332	842,5	850	2,25
10	247,5	621	637	4,0
Phonolite du Griou				
1	1173	2771,5	2802	2,6
2	1035	2530,5	2565	3,35
3	686	1676,5	1705	4,15
4	221	537	544,5	3,4
5	290	719,5	726	2,25
6	372,5	910	929	5,1
7	397,5	976	990,5	3,65
8	705	1721	1739,5	2,6
9	226	561,5	568,5	3,1
20	681	1681	1702	3,1
21	770	1861	1903	5,45
22	1072	2677	2692	1,4
23	637	1559	1573,5	2,3
24	342	845,5	852	2,5
25	1209	3003	3018,5	1,3
26	602	1481,5	1500	3,1
27	877	2157	2177	2,3

Tabl. XI (suite) :

Phonolite du Perthuis				
1	386,5	994,5	997	0,6
2	716,5	1825	1838,5	1,9
3	354	915	917	0,6
4	348,5	874	885,5	3,3
5	890	2283	2294,5	1,3
6	351,5	897	901,5	1,3
7	357	919	922	0,8
8	419,5	1078,5	1081,5	0,7
9	558	1430,5	1436	1,0
10	217,5	560	561	0,5

Tabl. XII : Etude de la porosité des cortex d'altération des phonolites du Meygal.

Mesure de la porosité des cortex :

		Volume /cm ³	Porosité sous vide/%
Ech. 1 -	Roche saine	59	0
	cortex	13,5	14,8
Ech. 2 -	Roche saine	88	0
	cortex	21	11,9
Ech. 3 -	Roche saine	64,5	0
	cortex	13	7,7

Calcul de la porosité des cortex, après estimation de leur volume :

Ech.	Volume estimé de la patine, en cm ³	Gain de poids par immersion dans l'eau sous vide, en g	Porosité atteinte en %
1	51	8	15,7
2	45	5,5	12,2
3	44	6,5	14,8
4	24	3,5	14,6
5	24	5	20,8
6	70	11	15,7
7	26	3	11,5
8	38	6,5	17,1
9	58	7,5	12,9
10	60	10	16,6

ce a duré de janvier 1978 à juillet 1980 et les échantillons ont subi au total 897 cycles.

Les résultats particulièrement intéressants sont de plusieurs ordres :

- il y a d'abord le poids total des débris obtenus en fin d'expérience et les conclusions que l'on peut en tirer par rapport à la porosité initiale de chaque échantillon ; on peut y ajouter quelques remarques sur l'évolution de chaque bloc en fonction du nombre de cycles.
- la granulométrie des matériaux gélifRACTÉS mérite aussi notre attention tant celle des éléments grossiers que celle de la fraction fine ; elle permet de mettre en évidence certains seuils.
- enfin, la forme des gélifRACTS et le mode d'attaque de l'échantillon ne peuvent être négligés.

Résultats de l'expérience de cryoclastie après 897 cycles à -8°C :

- les basaltes du Malnon ont connu une évolution diverse : certains échantillons (1 ; 9 ; 10) ont été entièrement réduits à l'état de débris plus ou moins grossiers ; d'autres n'ont subi aucune attaque (6 et 7) ; enfin, plusieurs ont fourni de 10 à 45 % de leur propre poids en débris (2 ; 3 ; 4 ; 5 ; 8). (planche IX)

Le tableau XIII illustre le rapport entre la porosité initiale des blocs et le poids de débris fournis : les échantillons les moins poreux ne sont pas gélifs du tout ; au contraire, les échantillons poreux (+ de 6 %) sont tous gélifs, mais d'une façon inégale, le pourcentage de débris obtenu n'étant pas une fonction linéaire des variations de la porosité.

L'attaque par le gel est rapide : dès 5 alternances, tous les échantillons livrent des débris sauf 6 et 7 qui n'en donneront jamais. A partir de 10 alternances, on voit apparaître de nombreuses fissures ; de 10 à 103 alternances, les fissures s'ouvrent, des éclats se détachent par desquamation. Au-delà, la plupart des blocs s'effondrent et la production de débris devient forte, toujours supérieure à 10 % de l'échantillon, pouvant atteindre 90 % pour l'exemple n°9 dès 358 cycles.

En poursuivant l'expérimentation, on peut distinguer deux types de comportements : les échantillons 1, 9 et 10 qui comptent parmi les plus poreux (8,9 % ; 6,6 % et 6,3 %) sont totalement détruits dès 516 cycles ; les échantillons 6 et 7 à porosité de 0,6 et 0,3 % ne sont jamais attaqués même à 897 cycles ; entre les deux, une série d'échantillons quoique gélifs, ne libèrent que lentement des débris : l'échantillon 2 dont la porosité atteint 7,9 % n'a libéré que 13,3 % de matériaux. Dans ce dernier lot, on peut remarquer que la fragmentation va se poursuivre pour certains (5 ou 8) tandis que pour d'autres, elle semble bloquée (2 ou 3). Un tel comportement doit être relié à l'altération en sonnenbrenner qui se fait selon le réseau de microfissures, lequel réseau peut laisser des noyaux sains plus ou moins isolés dans la masse du bloc. Parfois (éch. 8), des noyaux sains subsistent mais avec une auréole d'écailles en pelures d'oignon, prêtes à se décoller.

- les phonolites du Meygal pour lesquelles nous avons eu beaucoup de difficultés à apprécier la porosité réelle en raison de la dualité entre une patine et un coeur rocheux sain, n'ont pas fourni de débris grossiers ni d'esquilles mais seulement des sables fins et des limons. Seule la patine a été attaquée, ce qui donne en général sur la bordure du bloc une encoche, taillée dans la patine, tandis que la coeur sain forme une saillie ; on pourrait parler de gélifraction différentielle entre les deux parties. Le pourcentage des débris obtenus par rapport au poids total de l'échantillon est faible (inférieur à 10 %, souvent de l'ordre de 1 à 2 %). Le calcul par rapport au poids de la patine seule est impossible à réaliser, mais l'observation montre le grignotage progressif et complet de cette patine sur toute son épaisseur. Tous les matériaux gélifractés sont produits au détriment de cette patine. Compte-tenu de la granulométrie fine obtenue, on comprend aisément qu'une partie de la matrice observée dans les éboulis du Meygal ait été produite par gélifraction. Toutefois, nous n'avons jamais observé, sur le terrain, la présence d'encoches marquées sur les gélifrac^ts *in situ*, sans doute parce que le gel actuel est très peu efficace.

L'observation sur toute la durée de l'expérience montre que dès 40 alternances les patines commencent à être légèrement érodées.

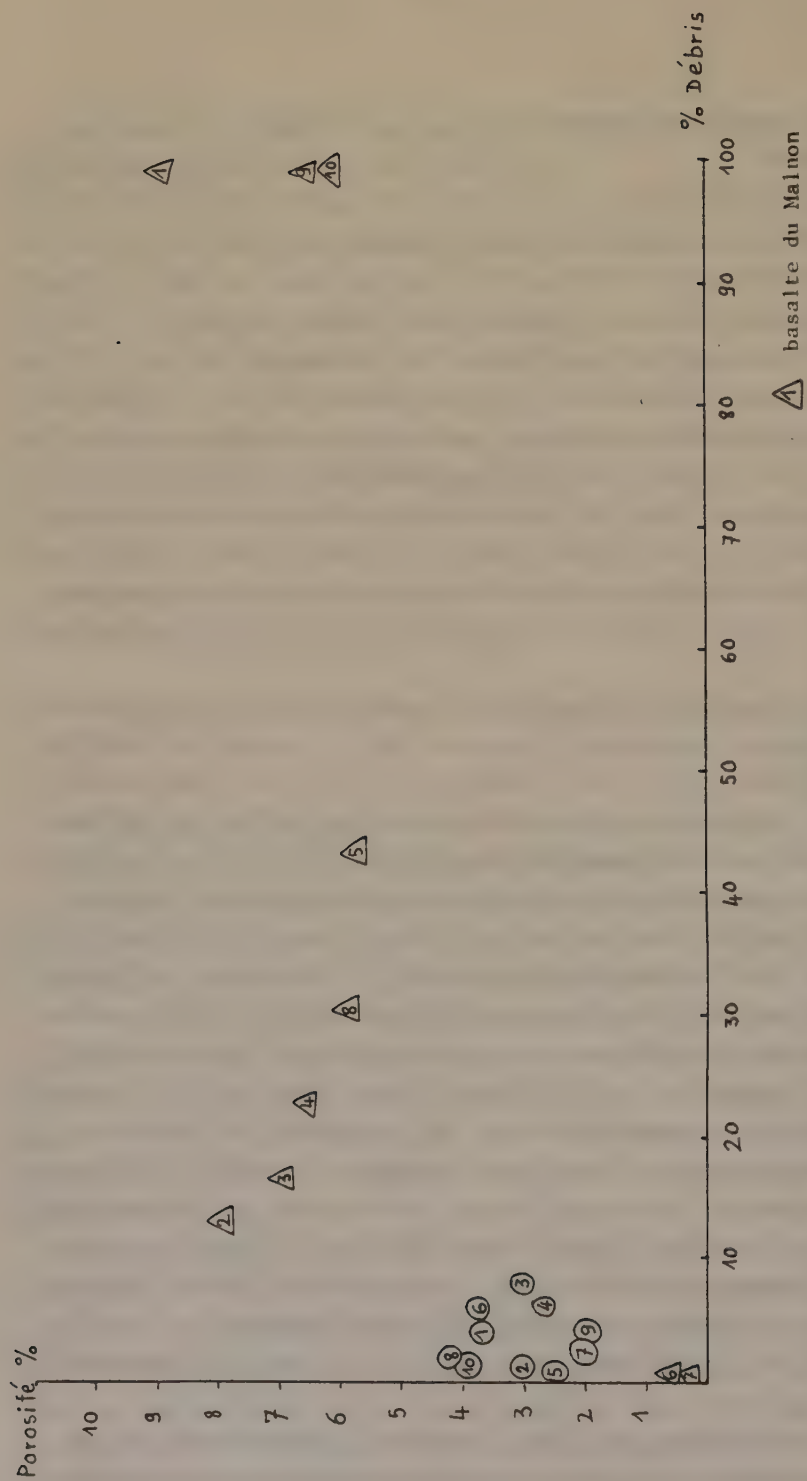
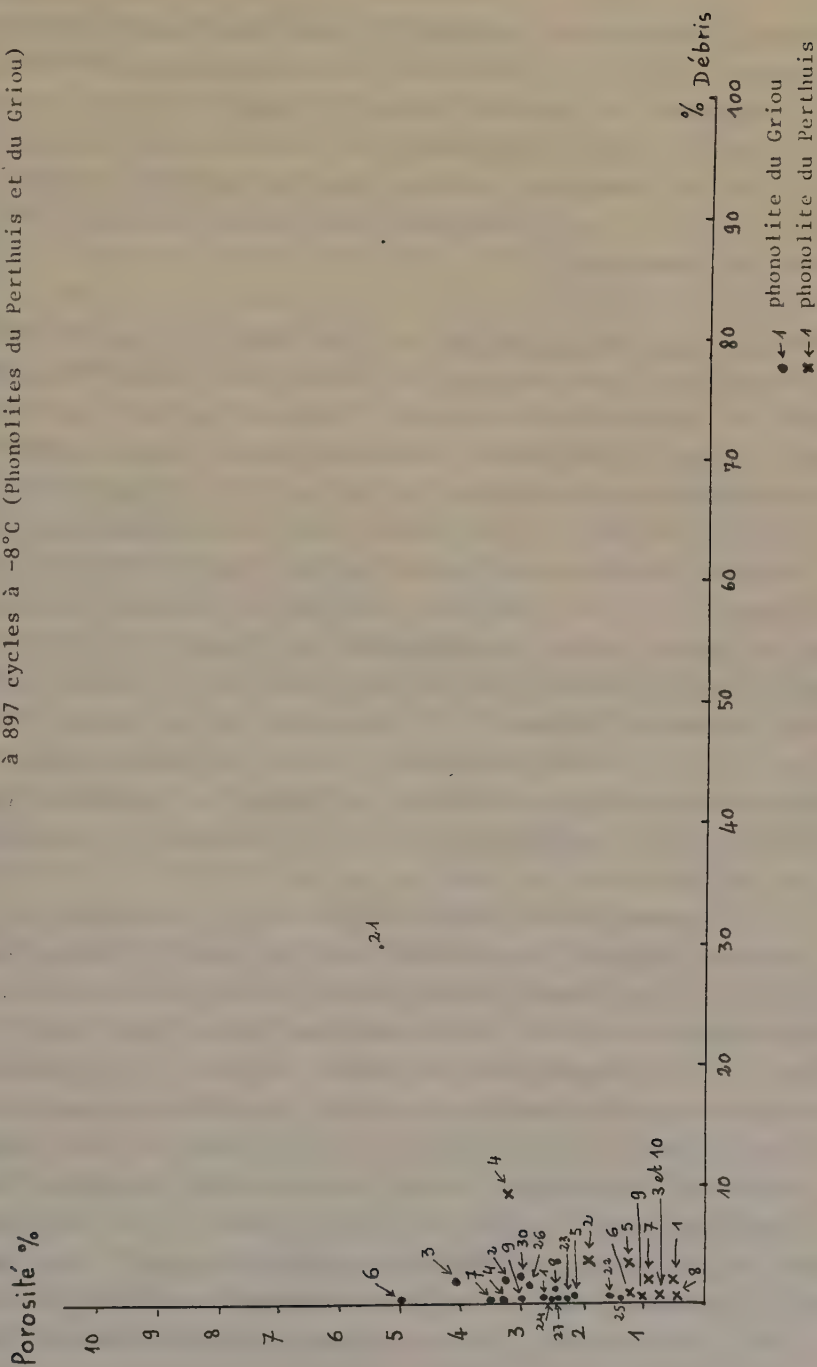


Tableau XIII : Expériences de gélification. Rapport porosité-poids de débris à 897 cycles à -8°C (basaltes du Malnon, phonolites du Meygal).

Tableau XIV : Expériences de gélification. Rapport porosité-poids des débris
à 897 cycles à -8°C (Phonolites du Perthuis et du Griou)



Très vite, c'est celle de l'échantillon 1 qui a été la plus attaquée. Ensuite, l'évolution est régulière, la patine étant progressivement et lentement détruite. La quantité de débris fournis est faible mais la production est une fonction linéaire du temps, elle doit se poursuivre tout le temps qu'existe une patine saturée en eau ; la roche saine n'est pas attaquée et les rares esquilles qui existent dans le matériel gélifracté sont entièrement constituées au détriment de la patine. (planche VIII)

- les phonolites du Perthuis ont donné elles aussi peu de débris, en général moins de 10 % du poids de l'échantillon initial. Tout comme dans le cas des phonolites du Meygal, l'essentiel des gélifractes est formé de fines qui proviennent du démantèlement de légères patines d'altération et des matériaux altérés le long des fissures ; s'y ajoutent quelques esquilles (2-3cm x 1-2mm d'épaisseur) décollées à partir des fissures les plus superficielles. Après 897 cycles, l'observation des échantillons montre que ceux-ci sont presque intacts. Très rares sont les fissures qui ont été exploitées en provoquant la rupture du bloc en plusieurs morceaux. Un tel résultat qui va à l'encontre de ce à quoi on pouvait s'attendre, doit s'expliquer par une mauvaise alimentation et une mauvaise circulation de l'eau le long des fissures ; la raison tient sans doute au fait que les fissures sont en général parallèles entre elles, sans anastomoses les reliant et que la plupart des fentes se terminent en coin dans le bloc sain.

Le pourcentage des débris obtenus est tout à fait conforme à la porosité initiale. L'échantillon 4 ayant la porosité la plus forte (3,3 %) est le seul à avoir donné près de 10 % de débris (9,1 %) (tabl.XIV). L'observation au cours de l'expérimentation montre dès le départ (dès 5 cycles) le décollement de fines écailles de patine ; le phénomène s'accroît ensuite au fur et à mesure de l'augmentation du nombre des alternances gel / dégel, les écailles une fois détachées sont réduites en poudre. Certains échantillons ont un comportement irrégulier, tel le 1 qui reste intact jusqu'à 40 alternances, voit soudain sa patine très attaquée entre 40 et 73 alternances, puis fournit 1,5 % de son poids et enfin ne donne plus de débris nouveaux à partir de 358 cycles ; le 4 reste inattaqué jusqu'à 624 alternances, puis subitement, livre 9,1 % de son poids à 897 cycles.

- les phonolites du Griou ont été encore moins attaquées sans doute en raison de leur faible porosité et de leur caractère peu altéré. Seul l'échantillon 21 a été fortement détruit (les débris représentent 28,7 % de son poids initial) ce qui s'explique par sa porosité élevée (5,45 %). Mais à porosité presque identique, l'échantillon 6 n'a fourni que 0,2 % de son poids ! (Tableau XIV et Planche VII).

Pour cette série, l'intérêt de l'expérience réside à la fois dans l'étude de l'évolution et dans celle de l'aspect des gélifracts. Dès les premiers cycles, quelques sables sont libérés en faible quantité (en particulier sur 1, 2, 3, 4 et 20) mais seul 21 fournit des esquilles en abondance (à partir de 73 alternances). Au-delà de 100 alternances, ce sont surtout des éclats qui se détachent, certains, grossiers, pouvant atteindre une dizaine de grammes. En dehors du bloc très gélif de l'échantillon 21, il y a deux types de comportements face au gel : un premier type est constitué par des blocs légèrement gélifs lesquels évoluent tout au long de l'expérimentation en donnant une faible quantité de débris ; le second correspond à des blocs ne donnant pratiquement pas de gélifracts. Aucune logique ne lie le comportement de ces blocs à leur porosité : l'échantillon 6, très poreux, appartient au deuxième groupe tandis que le n°25, peu poreux, s'inscrit dans le premier groupe. De l'ensemble de l'expérience, on retiendra une certaine faiblesse de la gélifraction et un comportement qui n'est pas lié directement à la porosité.

L'aspect des blocs et des gélifracts permet de nuancer les résultats. Pour l'échantillon 21, apparemment sain au départ mais poreux, la dislocation a été totale : trois gros morceaux supérieurs à 10 cm de longueur subsistent ; pour le reste, le bloc a été découpé en une multitude de fragments de toutes tailles, de plusieurs centimètres jusqu'aux dimensions les plus fines. Parfois, la quantité de débris est insignifiante, mais les fissures ont été élargies et le bloc prend un aspect "boufflé" sans pour cela avoir perdu sa cohésion : c'est le cas pour l'échantillon 8 (cf photo VIII) et pour le 6 ; on devine aisément qu'après une telle préparation, en poursuivant l'expérience, le bloc va fournir une grosse quantité de gélifracts. Dans d'autres cas, avec les échantillons peu gélifs, on note la faible production de fines auxquelles s'ajoutent une ou deux esquilles : elles ont en général un

ou deux centimètres carrés de surface pour une épaisseur de l'ordre de 1 à 2 ou 3 mm. Sur les blocs un peu plus gélifs, les esquilles prennent une plus grande importance ; pour l'échantillon 3 nous avons pu en dénombrer une cinquantaine, la plus grande mesurant 3,2 x 2,5 x 0,3 cm, la plus petite 0,8 x 0,5 x 0,2 cm avec tous les intermédiaires entre les deux dimensions.

La comparaison de quelques courbes granulométriques représentant la fraction inférieure à 20 mm (fig. 144) après 897 cycles permet des remarques qui prolongent ce qui vient d'être écrit :

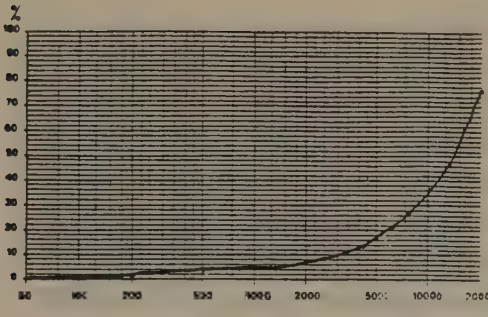
- l'échantillon de phonolite du Griou (21) montre surtout une fraction grossière importante (de 5 à 20 mm) ;
- les basaltes du Malnon (2) bien qu'entièrement désagrégés ne fournissent pas non plus une dominante de matériaux très fins (de 2 à 5 mm surtout) ;
- les phonolites du Perthuis livrent aussi des matériaux relativement grossiers mais leur courbe granulométrique est plus étalée ;
- enfin, les phonolites du Meygal qui donnent une faible quantité de matériaux gélifracés se manifestent par la finesse de ceux-ci (importance des éléments inférieurs à 1 mm).

La fraction inférieure à 50 μ est de 4,8 % pour les basaltes du Malnon (2), de 9,91 % pour les phonolites du Perthuis (2) et de 48,91 % pour le cortex altéré des phonolites du Meygal (6). A l'intérieur de cette fraction, la courbe de granulométrie fine (fig. 144) fait apparaître un comportement identique dans les trois cas et l'importance des limons.

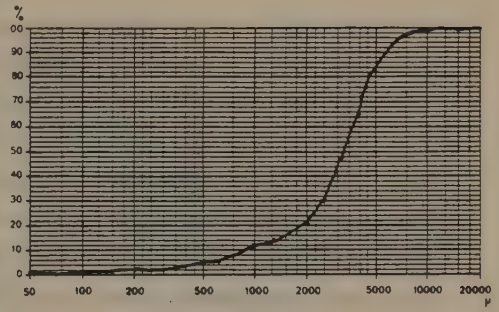
Conclusions :

De telles expériences de gélifraction permettent de répondre aux questions posées par le terrain. Les diverses dimensions observées

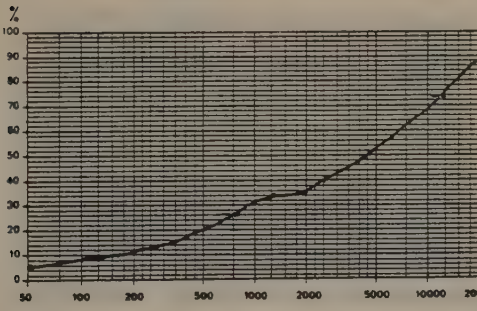
Fig. 144: Familles de courbes granulométriques
après 897 cycles (à -8°C).



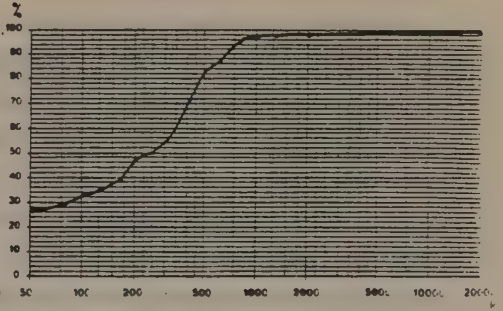
a - Griou 21



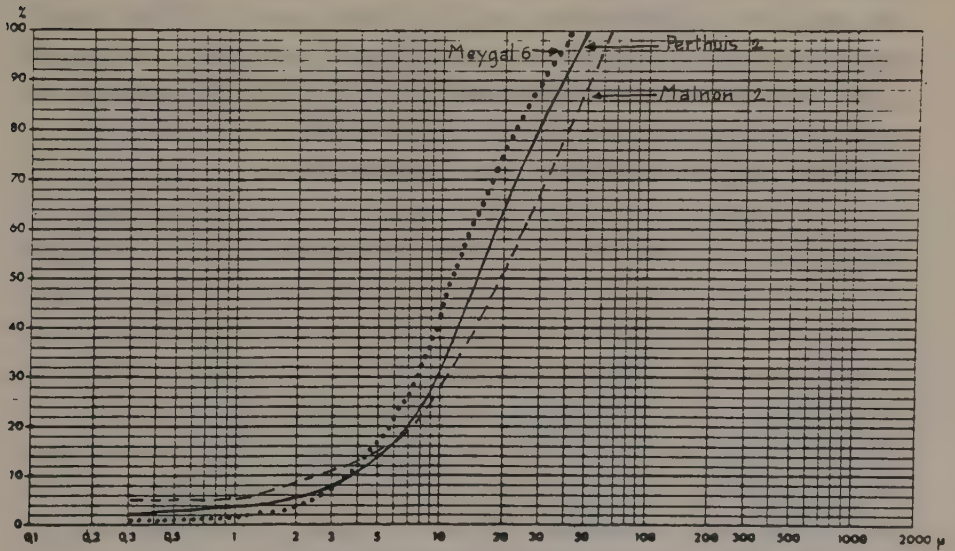
b - Malnon 2



c - Perthuis 4



d - Meygal 4



e - Granulométrie fine.

in situ dans les éboulis sont retrouvées en laboratoire tant en ce qui concerne les éléments intermédiaires grossiers (éclats, esquilles, ...) que les fines. De même, tous les blocs ou presque, déjà livrés au coeur des éboulis par une gélifraction primaire, sont susceptibles de connaître une gélifraction continuée, capable de les réduire progressivement en fragments de plus en plus fins.

L'importance de l'altération chimique préalable des matériaux est mise en évidence : avec le type sonnenbrenner les gélifrac-tis prennent l'allure de gravillons ; avec les patinés épaisses comme celles du Meygal, c'est une importante matrice fine qui est produite. Cette altération chimique prend plus d'importance que l'existence des fissures. Dans le cas de coeurs rocheux sains, l'évolution par gélifraction est très lente et passe par le stade intermédiaire d'élargissement de fissures.

Les types de matériaux obtenus par gélifraction sont susceptibles d'expliquer, dans certains cas, l'évolution différente des éboulis : les couvertures de gélifrac-tis du Meygal, capables de produire une grande quantité de fines, ont subi un long déplacement sur le versant en raison de l'abondante matrice fournie par les blocs eux-mêmes ; au contraire, les tabliers de blocs de phonolite du Griou qui donnent moins de fines ont migré moins loin, à conditions d'environnement égales. Ainsi, c'est jusqu'aux processus de transport qui peuvent être influencés par les caractères de la cryoclastie.

La comparaison des résultats obtenus en laboratoire avec des observations réalisées sur le terrain est intéressante (cf. planches-photo X -XI). Au pied du Puy Mary, près d'une congère de neige tardive assurant une bonne alimentation en eau, un bloc de trachy-andésite de 40 x 30 cm a été cassé par le gel en plusieurs éléments ; les différents morceaux ont été juste écartés et la reconstitution du bloc initial est encore possible ; aucun autre processus n'est intervenu postérieurement à la cryoclastie. Au contraire sur le filon de granite à grains fins, entre Loubaresse et Borne, le matériel concassé par le gel est étalé sur l'affleurement rocheux.

L'écaillage de la patine d'altération sur phonolite s'observe *in situ* au Puy Griou : un prisme de 70 cm de long sur 40 cm de large est progressivement "dëshabillé" ; le départ des matériaux en petits blocs se fait à partir de l'enveloppe extérieure altérée, et sans doute aussi au détriment d'une partie de la roche plus saine.

Enfin, lorsque les fragments de trachy-andésite altérée affleurent après un décapage de la pelouse, la cryoclastie les réduit rapidement en une multitude de petits éléments et en granules.

Ainsi, un simple rappel de quatre observations montre la parfaite concordance qui existe entre le terrain et le Laboratoire. Les photographies des planches X -XI auraient pu être réalisées dans les bacs de la chambre froide du Laboratoire de Géomorphologie de Caen. L'intérêt du Laboratoire est alors de nous fixer quant au nombre de cycles nécessaires et à leur intensité, pour arriver à une comminution donnée ; il nous permet aussi d'approcher les mécanismes. La fabrication par le gel des matériaux fins et de taille moyenne est ainsi éclairée. Toutefois, le Laboratoire ne répond pas aux questions posées par les très gros gélifracts hérités dans la mesure où toute expérimentation est impossible à cette échelle. Quels sont les paramètres qui doivent être modifiés par rapport à la cryoclastie actuelle ? Intensité du gel ? Type d'engel ? ... C'est pour cela que subsistent encore des différences entre les échelles de gélivité établies en Laboratoire et sur le terrain pour certaines roches massives et peu poreuses comme les granites.

C- Réalité climatique du phénomène gel.

Nous avons vu la part tenue par le gel dans certaines morphodynamiques. Il est maintenant nécessaire d'étudier comment le phénomène gel s'exprime dans une moyenne montagne comme le Massif Central. Des études lui ont déjà été consacrées (P.Estienne, 1956 ; P.Paul, 1969), d'autres sont en cours (G.Staron, 1981). Nous rappellerons d'abord quelques aspects des travaux antérieurs puis nous préciserons quelques points supplémentaires qui nous ont paru apporter des éclaircissements concernant l'expression du gel sur le terrain.

1- L'expression globale du froid.

Le premier, P.Estienne a défini à grands traits la géographie du froid du Massif Central. L'isotherme annuelle $+ 10^{\circ}\text{C}$ en - globe à peu près toutes les hautes terres sauf les bassins médians, ce qui fait de ces hautes terres un domaine froid par rapport à leur environnement ; mais, l'isotherme $+ 5^{\circ}\text{C}$ ne circonscrit qu'un tout petit secteur correspondant aux points les plus hauts (fig.145). C'est à l'intérieur de ce secteur que se localisent les isothermes inférieures à 0°C qui comprennent l'ensemble des Monts Dore-Cézallier-Cantal, les sommets de l'Aubrac, le Tanargue-Mézenc, le Forez et l'Aigoual.

Nous ignorons tout des températures réelles des plus hauts sommets en raison de l'absence de relevés. Nous ne disposons que de trois stations sommitales : le Puy de Dôme (1465 m) où la température moyenne est de l'ordre de $4,2^{\circ}\text{C}$, le Mézenc (1535 m) avec $4,6^{\circ}\text{C}$ et l'Aigoual avec $4,4^{\circ}\text{C}$. De même, le gradient altitudinal est mal connu. Seuls les travaux de P.Paul (1969) permettent de le préciser pour le Velay et le haut Vivarais : la température moyenne annuelle est de l'ordre de 9° dans le bassin du Puy, 7° vers 1000 m dans le Nord - 1200 m dans le Sud, 6°C vers 1250 m dans le Nord et 1300 - 1400 m dans le Sud, et enfin 5°C au niveau 1400 m dans le Mézenc.

Plus significative est pour nous l'étude du nombre de jours de gelées (tableau XV). Toujours selon P.Estienne (1956), pour la

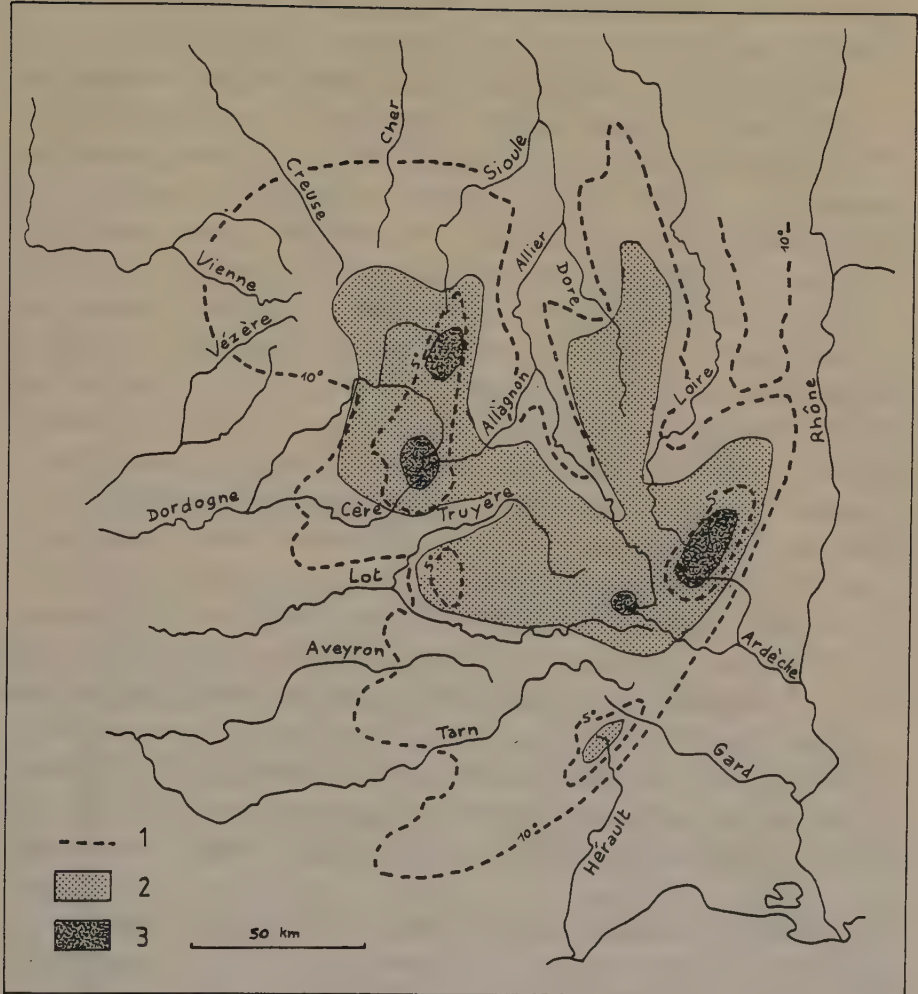


Fig. 145 : Températures et gelées dans le Massif Central, d'après P.Estienne, 1956, p. 18 et 34.

1. Isothermes annuelles. -- 2. Régions avec de 120 à 150 jours de gel. -- 3. Régions avec plus de 150 jours de gel.

Stations	Altitude	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
* Limoges	282 m	18,1	13,7	13,0	3,5	1,4					4,6	10,0	15,2	79,5
* Messeix	800 m	26,0	20,5	14,6	8,0	3,6					5,7	15,1	23,3	116,8
* Saint-Flour	870 m	25,8	21,7	19,2	10,7	4,0				0,8	6,6	18,0	23,1	129,9
* Saugues	960 m	27,2	23,1	21,2	9,6	5,8	0,4			2,3	9,6	20,2	25,2	145,2
* Chambon-s-Lig.	960 m	24,1	22,0	20,6	9,2	3,8	0,1			0,6	5,6	19,0	25,5	130,5
* Saint-Agrève	1050 m	29,2	24,8	20,9	12,0	6,7	0,1			0,5	8,1	21,7	28,3	151,7
* Sainte-Eulalie	1360 m	29,6	27,9	27,6	18,3	8,7	1,5	0,3		3,1	11,1	24,0	30,0	182,1
* Mézenc	1535 m	30,7	27,2	27,3	18,8	9,0	0,4	0,1	0,1	2,4	8,8	21,0	28,8	174,6
= Le Puy	715 m	20,2	15,8	13,2	5,1	1,3	0,1			0,4	4,1	11,6	18,2	90,0
= Cros de Gérand	1000 m	27,8	24,8	26,0	16,4	7,4	1,4	1,0	0,6	2,4	9,8	19,2	26,4	163,0
= Issanlas	1220 m	27,5	21,8	21,9	13,8	5,1	0,4	0,1		0,8	6,4	19,1	26,0	142,0
= Loubaresse	1220 m	25,6	19,7	19,1	10,3	2,1	0,2				4,6	15,2	24,6	121,4
= Les Etables	1520 m	30,0	26,0	27,5	19,0	7,6	1,2	0,1		1,7	8,4	22,5	29,5	173,5
x Sainte-Eulalie	1230 m	29	26	24	17	4	1			1	8	18	25	153

Tableau XV : Nombre moyen de jours de gelées : * d'après P.Etienne (1940-49)

= d'après P.Paul (1957-1966)

x relevés personnels (1965-1974)

période 1940 - 1949, on peut estimer que la plupart des hauts plateaux du Massif Central connaissent plus de 120 jours de gel par an ; dans certains cas, le nombre de 150 est dépassé : partie haute du Mont Dore et du Cantal, causse de Montbel et massif du Mézenc (175 aux Estables et 182 à Sainte-Eulalie, au pied du Gerbier de Jonc). Si le maximum des jours de gel se situe pendant l'hiver, un grand nombre ponctue aussi le printemps et l'automne ; les plus hauts points de notre domaine d'étude sont même susceptibles de connaître le gel en toute saison. Les gelées d'été sévissent surtout au-dessus de 800 m et ce n'est qu'au-dessus de 1200 m qu'elles deviennent "manifestation habituelle de bien des fonds de vallée, de cuvettes, d'ondulations des plateaux". "A Chazeaux sur le causse de Montbel, on a vu geler 28 fois en juin, 8 en juillet et 7 en août entre 1920 et 1929" ajoute P.Estienne. Nous avons pu nous-mêmes constater plusieurs fois des phénomènes de gel en juillet et en août sur les plus hauts sommets. Encore ces données sont-elles sous abri et pour mesurer l'efficacité réelle du gel faudrait-il avoir les valeurs des gelées au sol ! L'avantage des relevés des gelées au sol par rapport aux relevés sous abri est peu important en hiver mais prend de l'ampleur au printemps et à l'automne ; de 1920 à 1949, au Puy, il a été de 70 % tandis qu'au Puy de Dôme, il ne dépasse pas 20 % (P.Estienne, 1956). Ainsi, le nombre de jours de gel au sol est-il considérablement supérieur à celui donné par les statistiques de la Météorologie nationale qui pèchent forcément par défaut.

Les très grands froids (température inférieure à -10°C) sont relativement rares ; quand ils existent, ils sont surtout centrés sur janvier, et ils sont toujours de très courte durée. Pour la période 1940 - 1949, les régions ayant connu de 15 à 20 jours de gel inférieur à -10°C sont limitées aux plus hauts ensembles montagneux : ensemble Dore-Cézallier-Cantal, Aubrac, Forez, Margeride et Mézenc-Tanargue ; un net décalage géographique vers l'Est existe. Selon P.Paul, le nombre de jours de fortes gelées va de 2 à 28 à Loubaresse, de 3 à 34 à Issanlas et de 1 à 21 au Puy.

Voulant préciser l'expression de l'hiver, G.Staron (1981) montre que l'importance du froid est guidée par l'influence déterminante

de l'altitude. Examinant la progression du froid au cours de la saison froide, il peut conclure que "toute la bordure méridionale et orientale est le domaine du froid précocé" tandis que "toutes les régions sommitales présentent un froid décalé vers le printemps", phénomène qui apparaît à altitude plus basse pour les régions les plus occidentales ; les façades à l'Ouest du Cantal et du Millevaches sont les régions les plus froides en mars-avril. Nous verrons toute l'importance que revêt cette notation lors de l'étude du déneigement des principaux massifs.

Ajoutons que tous les auteurs s'accordent pour insister sur la variabilité du phénomène température d'une année sur l'autre, d'une période à l'autre. En comparant les chiffres, il convient aussi d'attacher une très grande importance au site précis où sont effectués les relevés : le transfert de la station de Sainte-Eulalie, de la crête proche du Gerbier de Jonc au chef-lieu, a fait passer le nombre de jours de gel de 182 à 153 pour un abaissement d'altitude voisin de 130 m.

2- Quelques données relatives aux cycles gel / dégel.

Afin de compléter l'étude du gel et pour tenter de résoudre les problèmes que pose le terrain, nous nous sommes intéressé au nombre de cycles gel / dégel diurnes. En effet, au-delà des moyennes, c'est le nombre de cycles qui conditionne directement des morphodynamiques que nous avons étudiées.

L'étude d'une longue série de données, Limoges 1939-1977, permet d'intéressantes remarques (tableau XVI) :

- le nombre moyen de jours avec gel / dégel est élevé ; on relève en moyenne annuelle, sur 39 ans, 65,8 cycles ; ce nombre s'écarte relativement peu de celui des jours de gel qui est, pour la même période, de 71,6. Bien évidemment, ce ne sont pas les années les plus froides qui comptent le maximum de cycles : l'année 1956 n'a compté que 77 cycles en raison de février qui a connu 13 jours de gel sans dégel...

- au-delà des moyennes, il faut noter des écarts extrêmement importants entre les années à grand nombre de cycles, 1964 avec 98, et

Année	Nombre de cycles	Année	Nombre de cycles	Année	Nombre de cycles	Année	Nombre de cycles
1939	61	1949	87	1959	54	1969	61
1940	59	1950	68	1960	61	1970	67
1941	71	1951	61	1961	55	1971	73
1942	81	1952	79	1962	66	1972	52
1943	71	1953	96	1963	83	1973	68
1944	81	1954	67	1964	98	1974	23
1945	80	1955	84	1965	52	1975	45
1946	68	1956	77	1966	51	1976	39
1947	56	1957	70	1967	64	1977	35
1948	66	1958	67	1968	61		
Moyenne :	70,4		75,6		64,5		51,4

Jusqu'en 1972 l'altitude de la station est 282 m ; depuis elle est 403 m (Limoges-Bellegarde),

Moyennes mensuelles établies sur 39 ans (1939-1977) :

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
12,3	11,7	11,1	4,7	1,1				0,2	3,2	8,6	12,8	65,8

Tableau XVI: Nombre de cycles gel-dégel à la station de Limoges de 1939 à 1977.

Stations	Altitude	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total annuel
Bessines	305 m	16	3	10	15	1	.	.	.	4	.	10	15	74
Limoges	403 m	10	2	3	3	.	.	.	.	.	.	9	8	35
Peyrat-le-Chateau	403 m	17	5	11	14	4	.	.	.	5	8	11	18	93
S ^t Chély d'Apcher	1000 m	19	16	12	13	6	1	.	.	7	8	23	21	126
S ^t Jean la Fouil.	1145 m	16	16	13	11	7	.	.	.	3	3	11	16	96
Châteauneuf	1270 m	19	17	19	15	9	.	.	.	5	1	11	22	118
Issanlas-Meyzeyrac	1220 m	15	21	19	15	8	.	.	.	4	1	8	18	109
Loubaresse	1220 m	16	18	12	11	2	.	.	.	2	.	10	15	86
Collet de Dèze	320 m	27	12	14	8	6	.	.	.	5	1	14	19	106
Mende	728 m	17	9	7	8	1	.	.	.	2	1	13	19	59
Pont de Montvert	875 m	23	18	13	12	4	.	.	.	6	3	18	19	116
Ispagnac-Montmirat	1046 m	21	20	15	14	4	.	.	.	2	.	13	19	108

Tableau XVII: Nombre de jours ayant connu au moins 1 cycle gel/dégel. Année 1977.

celles à petit nombre, 1974 avec 23. Pour un même mois, les écarts peuvent être aussi très marqués d'une année à l'autre : on peut noter 26 cycles en janvier 1964 contre 3 en 1974 ; 22 cycles en février 1965 contre 2 en 1977. Les variations sont grandes aussi entre les périodes : de 1939 à 1948, le nombre moyen de cycles annuels est de 70,4 ; de 1949 à 1958, il monte à 75,6 ; de 1959 à 1968, il n'atteint que 64,5 et enfin de 1969 à 1977, il s'abaisse à 51,4.

- l'étude mois par mois conduit à remarquer que juin, juillet et août ignorent le gel, que mai, septembre et octobre connaissent un nombre très faible de cycles et qu'au contraire, mars et avril voient la persistance du gel.

Bien que sans valeur statistique, l'étude du déroulement des cycles tout au long d'une année, ici 1977, pour quatre groupes de stations réparties dans tout le Massif Central permet de faire quelques remarques (tableau XVII) :

- les totaux annuels sont élevés, sauf en ce qui concerne Limoges : 126 à Saint-Chély d'Apcher, 118 à Châteauneuf, 116 au Pont de Montvert... On ne doit donc pas être surpris de l'importance que prennent les phénomènes de gel /dégel superficiels dans les morphodynamiques actuelles.

- l'accroissement du total annuel avec l'élévation en altitude se vérifie dans presque tous les cas. Cependant des questions demeurent posées, en particulier, on reste surpris par le nombre très élevé de Collet de Dèze (106) alors que la station n'est située qu'à 320 m au pied de la "corniche cévenole" !

- dans chaque région, d'importantes variations d'une station à l'autre semblent dues aux conditions locales. En Margeride, si Saint-Jean-la-Fouillouse enregistre le total le plus bas, c'est sans doute à cause d'une continentalité plus grande qui occasionne de nombreux jours sans dégel, ce qui diminue le nombre de cycles : en novembre 1976, on note seulement 14 cycles pour 21 jours de gel, en janvier 1978, 16 pour 31 jours, et en février de la même année, 13 pour 24 ; avec des périodes de gel aussi importantes, on peut avoir une bonne pénétration de l'onde de froid dans le sol et non plus seulement de simples phénomènes superficiels de gel /dégel.

La disparité des résultats est encore plus grande au Mont

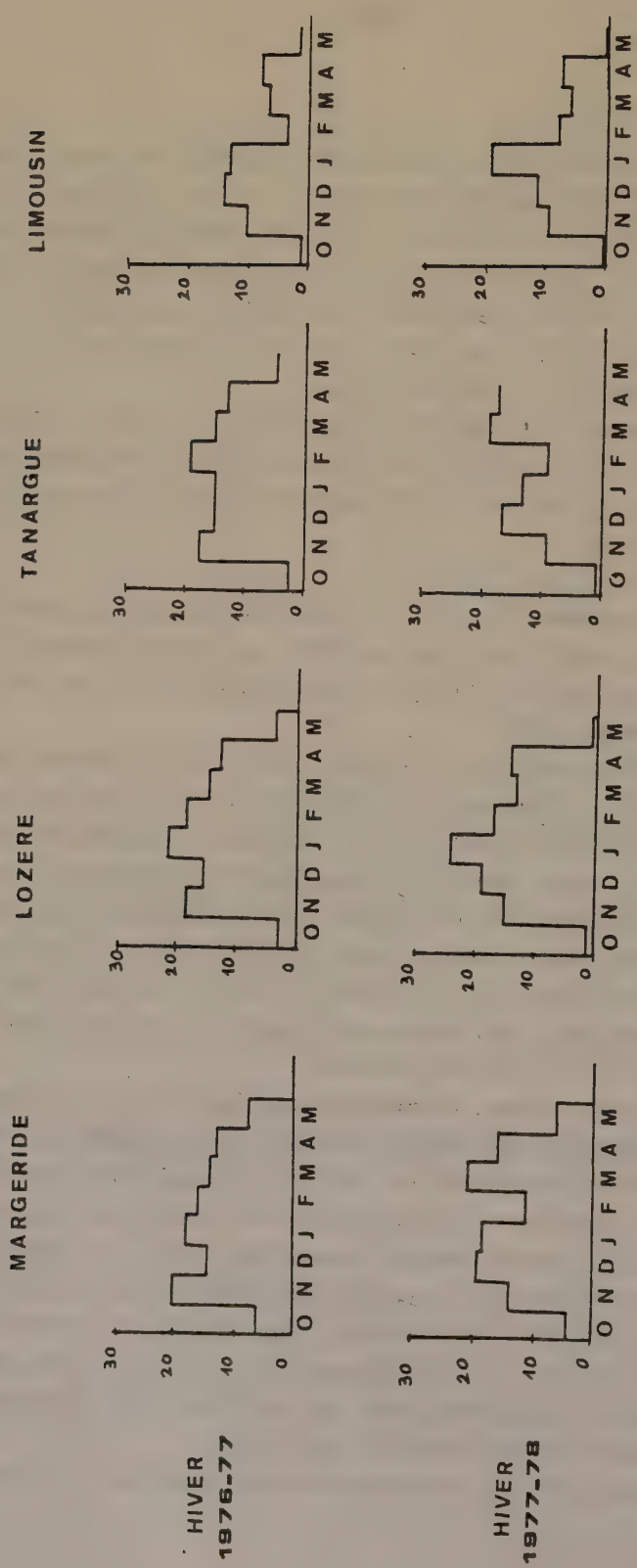


Fig. 146: Histogramme du nombre de cycles mensuels gel - dégel pour les hivers 1976 - 77 et 1977 - 78.

Lozère mais elle peut s'expliquer aisément : à Ispagnac-Col de Montmirat, quelques périodes de gel continu abaissent le total tandis que le Pont de Montvert, plus méridional et mieux abrité, connaît un plus grand nombre de cycles.

La répartition mensuelle des cycles montre une grande concentration sur le semestre qui va de novembre à avril tandis que juin, juillet et août échappent presque totalement au phénomène, et que mai, septembre et octobre n'en connaissent qu'un tout petit nombre. Les diagrammes de la figure 146 schématisent les résultats mensuels pour les hivers 1976-77 et 1977-78, choisis en raison des nombreuses observations de terrain qui ont été conduites au même moment. Dans l'impossibilité de mener une étude statistique sur deux cas, on peut néanmoins proposer quelques remarques : tous les diagrammes présentent une grande similitude, ce qui témoigne d'une certaine unicité de comportement pour tout le massif ; d'une année à l'autre, il y a des différences marquées pour un mois donné, surtout en février qui peut avoir les plus longues périodes sans dégel ; mars et avril demeurent des mois à grand nombre de cycles, quelle que soit la région et son altitude : le phénomène est d'importance car il correspond au moment de l'année où, en altitude, le manteau neigeux en fusion ne protège plus que très localement le sol et où, dans les parties les plus basses, les cultures ne couvrent pas encore les sols ; il n'est pas sans intérêt non plus de noter que le phénomène est alors concomittant avec une bonne alimentation en eau dans les sols (fonte des neiges, pluviosité élevée).

De cette courte étude des cycles gel / dégel, nous devons retenir leur grand nombre, leur irrégularité d'une année sur l'autre et leur importance en mars et avril, période de forte activité morphogénique. Ajoutons que, pour intéressante qu'elle soit, cette étude a été réalisée en fonction d'observations sous abri et que, de ce fait, elle tend à minorer tant le nombre de jours de gel que le nombre de jours sans dégel ; sur le terrain, le nombre de cycles et leur variabilité dans le temps doivent être encore beaucoup plus grands ; enfin, les observations du réseau météorologique prises en compte ici ne

concernent jamais les plus hauts sommets de notre étude pour lesquels l'activité du gel doit être exacerbée. Seules des études stationnelles ultérieures permettront de cerner la part réelle de ce facteur dans l'évolution actuelle des versants. Mais dès à présent, le lecteur a saisi que la part de la cryoclastie dans les morphodynamiques des milieux exposés peut être grande.

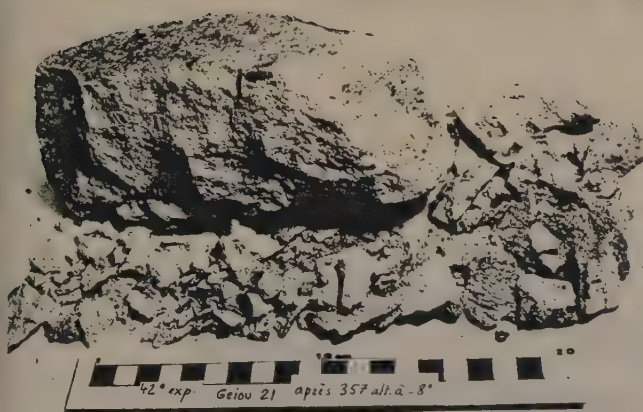
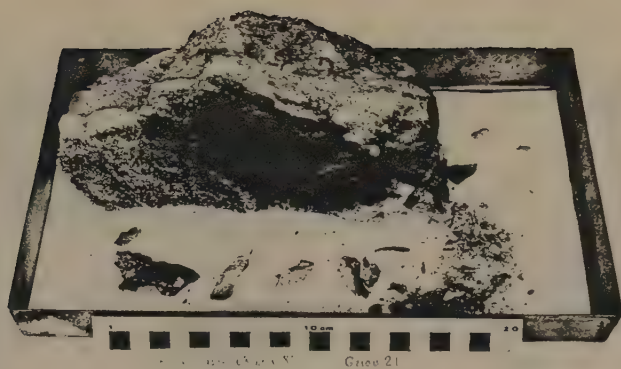
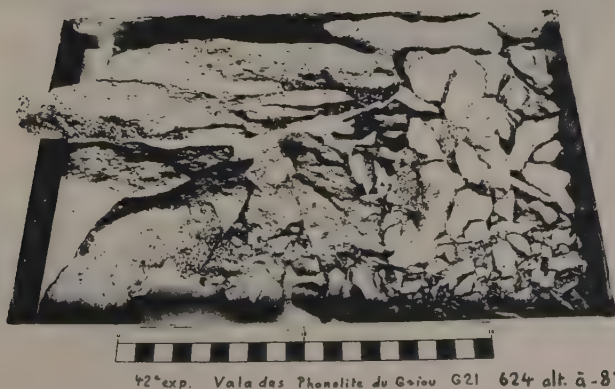


Planche VII : expériences
de cryoclastie.
Amenagement d'un bloc de
phonolite prélevé *in situ* au
Puy Griou.



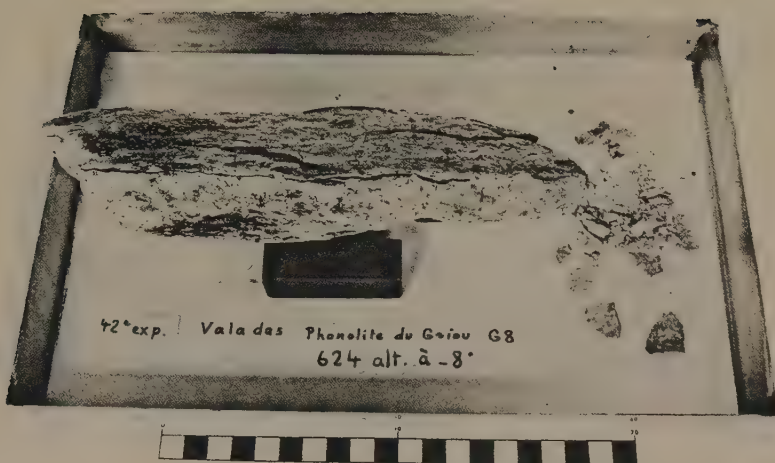
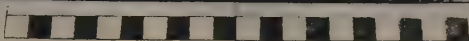


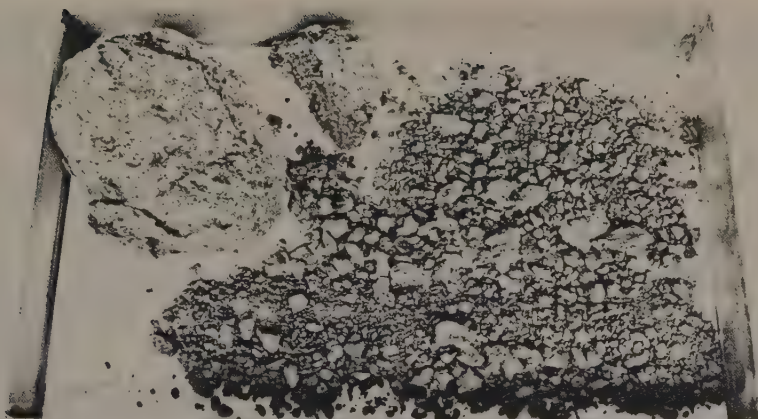
Planche VIII : Expériences de cryoclastie.

En haut : Bloc de phonolite du Puy Griou : noter l'élargissement de la fissure et le détachement d'esquilles.

En bas : Bloc de phonolite altérée du Meygal : noter la création de l'encoche qui affecte surtout la patine (le bloc a été retourné pour les besoins de la photographie).



42^e exp. Kieffer Basalte du Malnon 1 624 alt. à -8°



42^e exp. Kieffer Basalte du Malnon 8 624 alt. à -5°

Planche IX : Expériences de cryoclastie dans les basaltes du Malnon.

En haut : Le bloc est entièrement réduit en poudre et granules.

En bas : Un cœur subsiste. Noter les fissures courbes qui apparaissent.



Planche X : Observations de cryoclastie sur le terrain.

En haut : Bloc de trachy-andésite en bordure de la congère tardive du Puy-Mary (Cantal).

En bas : Concassage d'un filon de granite à grains fins à l'Ouest de Loubaresse (Tanargue).

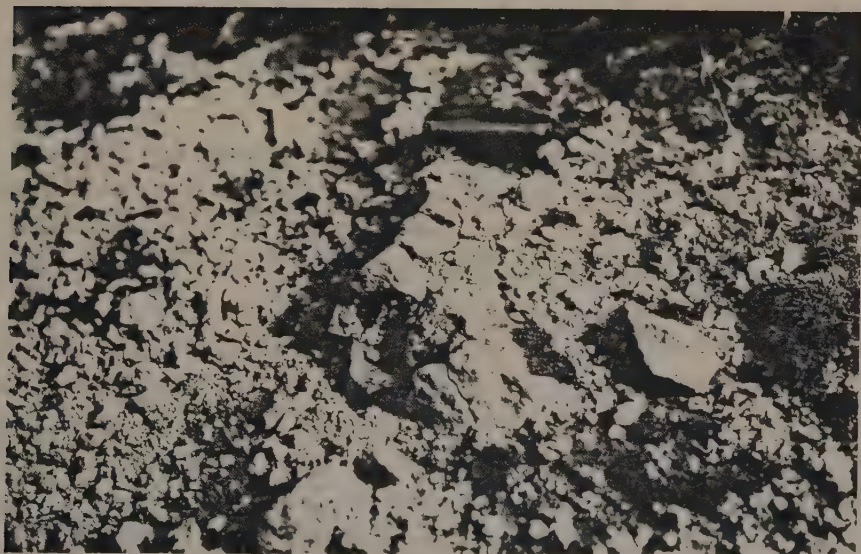


Planche XI : Observations de cryoclastie sur le terrain.

En haut : Écaillage d'un bloc de phonolite au Puy Griou (Cantal).

En bas : Réduction d'un bloc de trachy-andésite, récemment dégagé, près du Col de Rombière (Cantal).

CHAPITRE III - LA PART DE L'EAU DANS L'EVOLUTION DES VERSANTS.

La part de l'eau dans les divers processus morphodynamiques est difficile à cerner. Nous avons déjà vu que son rôle est essentiel dans les phénomènes de cryoclastie. Nous savons que la neige se transforme en eau et c'est alors seulement que son action peut devenir efficace. Il est hors de question, dans le cadre de cet ouvrage, de prendre en compte tous les aspects de l'évolution des versants conditionnés par la circulation de l'eau. Faute de longues séries de mesures dans les bassins-versants nous n'avons pas pu aborder l'altération chimique et les transports en solution sur les versants ; de même, nous avons laissé à l'écart les processus dans les grands lits fluviaux ; nous nous sommes intéressés principalement à l'action du ruissellement élémentaire.

A- Les données climatologiques.

Dans son ensemble le Massif Central apparaît comme un milieu arrosé par rapport aux bas pays alentour. Les hautes terres y reçoivent en moyenne 1,2 à 1,5 m de pluie ou même davantage. L'influence océanique y est forte et l'on peut noter une décroissance des totaux du Cantal au Velay en particulier, mais il ne faut pas oublier que les averses méditerranéennes affectent toute la bordure sud et remontent parfois assez loin vers le Nord. De grands contrastes existent dans la répartition des précipitations entre les façades occidentales bien arrosées, avec des totaux pluviométriques qui croissent avec l'altitude, et les bassins intérieurs abrités et secs. De ce fait, la répartition de la pluviosité n'est pas simple et la "carte des précipitations offre une succession de bandes pluvieuses et de bandes sèches, orientées Nord-Sud, sauf dans la partie méridionale" (S. Deruau-Boniol et A. Fel, 1963, p. 19). Ajoutons que la topographie modifie la répartition locale des pluies : P. Estienne (1956, p. 67) a montré

que dans le Cantal, "les hautes vallées de la Cère et de la Jordanne, largement ouvertes du Sud-Ouest, constituent la zone la plus arrosée de tout le Massif Central océanique (plus de 2 m au Lioran et à Bénéch, commune de Mandailles)" tandis que les vallées qui rayonnent en direction du Nord-Ouest le sont beaucoup moins ; à l'inverse les secteurs orientés perpendiculairement aux courants pluvieux sont relativement secs comme le secteur de la haute Truyère, près du Malzieu (670 mm).

C'est pour toutes ces raisons qu'en ce qui concerne la pluviosité, le Massif Central ne peut pas être étudié comme un tout unique. Il est nécessaire d'en aborder les principaux aspects en fonction de chaque région. Nous reprendrons ici la classification établie par P. Estienne qui distingue des milieux très tranchés qu'il illustre par des titres de chapitres évocateurs : "les violences méditerranéennes", "la marée océanique" et des milieux à "batailles d'influences et climat de marge".

1- Les régions cévenoles.

Dans les régions cévenoles, la pluviométrie se caractérise par ses excès. Plus que le total, de l'ordre de 1500 mm pour la plupart des hautes terres envisagées dans le cadre de la présente étude, c'est l'irrégularité inter-saisonnière et inter-annuelle et la brutalité des précipitations qui sont les phénomènes fondamentaux.

a/ de fortes précipitations.

Rappelons les moyennes de précipitations annuelles données par P. Estienne (1956, p. 97) : pour le Mont Lozère, on peut relever 1498 mm à Villefort pour la bordure orientale, 1657 mm à Vialas et 1572 mm au Pont-de-Montvert pour la façade sud et sans doute, plus de 2 m dès 1400 m au poste du Mas de la Barque ; sur le versant nord, les totaux s'abaissent rapidement et le Bleymard dépasse tout juste un mètre.

A l'Aigoual, les conditions sont identiques : on peut noter 1523 mm à Alzon, 1543 mm à Valleraugue et 2279 mm au sommet à l'observatoire.

Pour le haut Vivarais et le haut Velay, P. Paul (1969, p. 91) montre que les isohyètes (moyennes 1957 - 1966) dépendent de l'allure générale du relief (fig. 147) : Loubaresse, près du sommet du Tanargue, reçoit 2312 mm et le point le plus arrosé est situé à 4 km plus au Nord sur la crête du massif ; l'isohyète 1500 mm enserre le sommet du versant cévenol (La Souche : 2220 mm, Valgorge : 1860 mm, Sainte-Eulalie : 1544 mm, Usclades et Rieutord : 1804 mm) ; vers le Nord, les hauteurs de précipitations s'abaissent très vite en direction du bassin du Puy et du couloir du haut Allier (Langogne : 950 mm, Saint-Julien-Chapteuil : 822 mm et le Puy : 644 mm). Chaque abaissement de la ligne de crête provoque une extension des pluies cévenoles vers le Nord.

b/ une grande irrégularité inter-saisonnière.

Le nombre de jours de pluie est faible, souvent inférieur à 100 ; il augmente vers les hautes terres vellaves et vivaroises.

Le régime pluviométrique montre de très grandes irrégularités d'une saison à l'autre (P. Estienne, 1956, p. 100 et 103) : l'été est la saison la moins pluvieuse avec 12 % du total annuel à Vialas, 13 % à l'Aigoual, 15 % au Pont de Montvert... L'automne, au contraire, représente de 35 à 40 % du total annuel : 38 % à Génolhac, 39 % à l'Aigoual, 35 % à Vialas ; ces précipitations sont surtout fournies par le mois d'octobre, de loin le plus humide et parfois novembre, assez régulièrement pluvieux. Il existe un maximum secondaire de printemps centré sur mars ; l'hiver, quant à lui, n'est que modérément arrosé.

c/ la violence des averses.

C'est le trait le plus marquant de l'influence méditerranéenne ; on a pu parler de véritables déluges pour décrire certaines averses. Les intensités supérieures à 50 mm en 24 heures y sont fréquentes ; des pluies exceptionnelles peuvent se produire : P. Estienne (page 109) cite le cas de Vialas où "on a pu mesurer 300 mm le 2 novembre 1899, 284 mm le 20 septembre 1890 et 296 mm le 21, soit près de 600 mm en 48 h". Cela correspond souvent avec des chutes de 30 à 50 mm par heure !

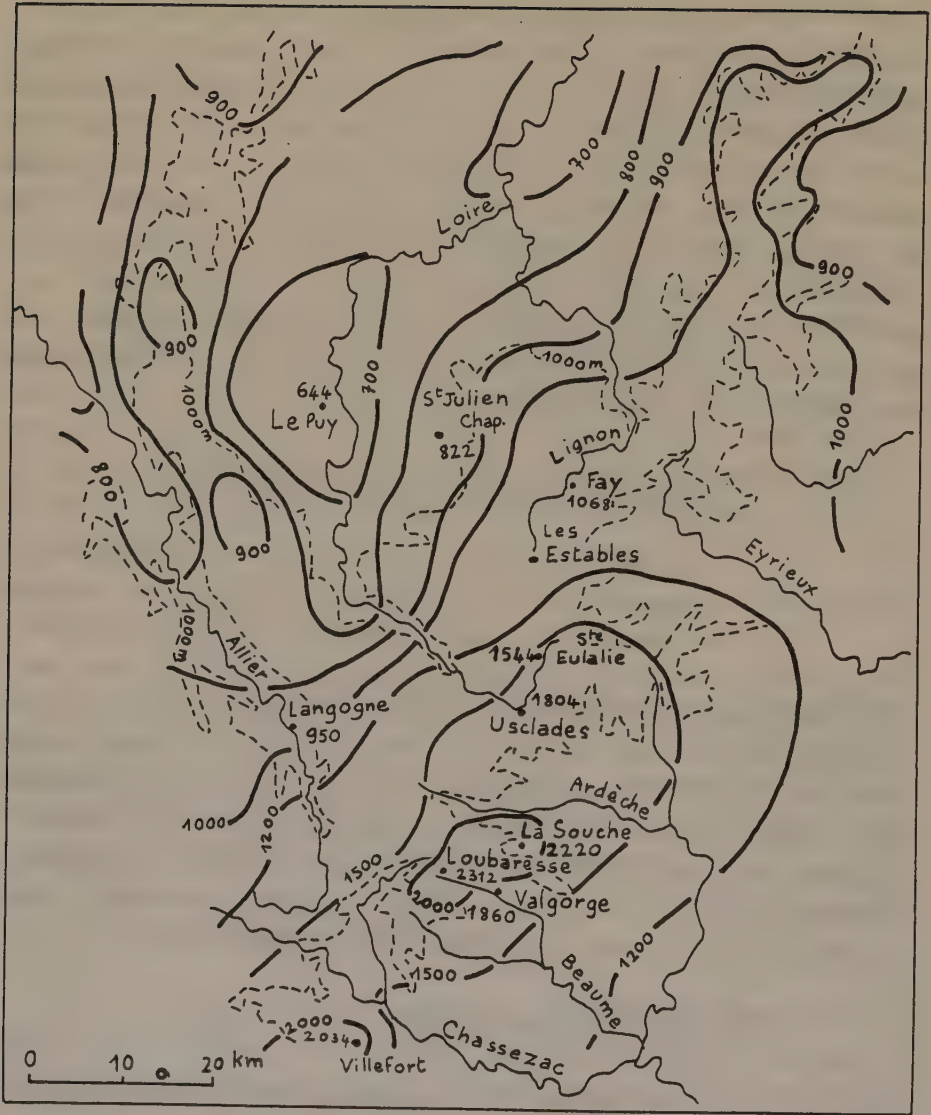


Fig. 147: Isohyètes moyennes annuelles, en Velay et haut Vivarais, d'après P. Paul, 1969, p. 91.

Dans l'optique de l'étude des morphodynamiques actuelles, nous retiendrons surtout, outre l'importance des précipitations qui conditionne le drainage interne, l'intensité des averses qui favorise les phénomènes de ruissellement. La sécheresse relative de l'été est l'autre phénomène important : il conduit à la dessiccation des sols, ce qui explique une pelouse xérophile, facilement arrachée par la dent du mouton et protégeant mal le sol ; il permet au vent de devenir un agent d'érosion efficace, à l'encontre d'un sol dont la partie supérieure est devenue pulvérulente ; il favorise ainsi tous les effets du ruissellement. La succession des manifestations météoriques selon les saisons doit être prise en compte car elle est l'élément primordial pour le déclenchement des morphogenèses et leur impact sur le modelé. Il est donc fondamental de connaître jusqu'où, vers le Nord, se font sentir les rythmes climatiques cévenols.

P. Paul a remarquablement étudié le problème ; en faisant varier plusieurs critères, extension des épisodes pluvieux de secteur sud, localisation des averses supérieures à 50 mm en 24 h, limite d'extension de la sécheresse cévenole, il peut mettre en évidence les nuances régionales : dans la Cévenne vivaroise (Tanargue), le régime pluviométrique est purement cévenol ; dans le Nord du Vivarais, le régime est plus continental, la pluviosité diminue et la pénurie est hivernale ; entre les deux, s'étend un régime cévenol de transition ; enfin, dans le Velay intérieur, le régime a une forte tendance continentale avec des maxima d'été, suivi par l'automne. En dépit des nuances, toutes ces régions sont susceptibles de recevoir de grosses averses méditerranéennes : leur fréquence et leur trajet est, pour nous, le point le plus important ; la fréquence apparaît sur la fig. 148.

2- Le Nord-Ouest océanique.

Les pluies y sont abondantes, de 850 à 900 mm pour les points les plus bas, jusqu'à plus de 1 m sur la plupart des reliefs. P. Estienne (1956, p. 116) a montré que la distribution générale des pluies obéit à "la règle de l'accroissement avec la hauteur". C'est ainsi que l'augmentation est de l'ordre de 100 mm par 100 m sur le flanc occidental du Cantal. Sur les flancs orientaux, le total des

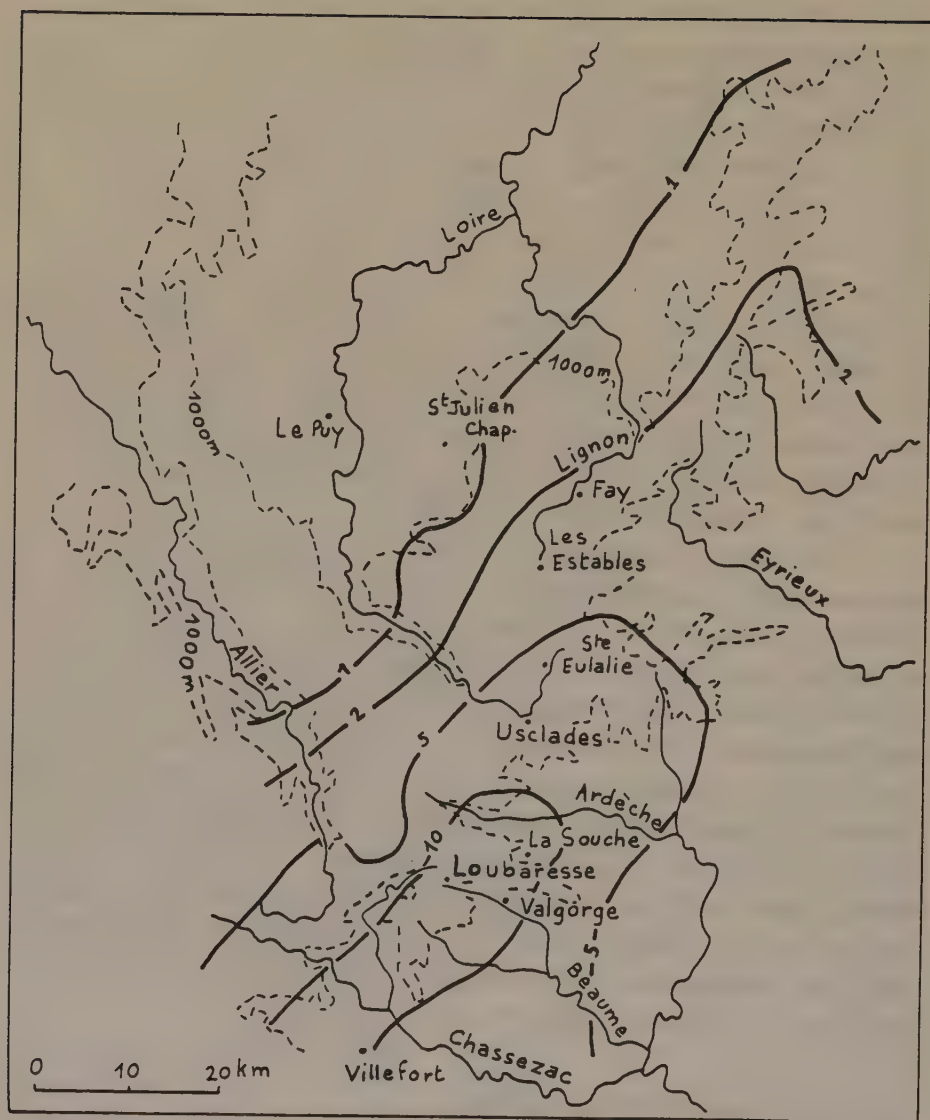


Fig. 148 : Nombre moyen annuel d'averses égales ou supérieures à 50 mm en 24 heures (1957 - 1966), en Velay et haut Vivarais oriental, d'après P. Paul, 1969, p.93.

précipitations chute brutalement : dans le Cantal, on relève 2035 mm au Lioran tandis que Murat en connaît moins de 900. En Limousin, pour la période 1964 - 1978, le plateau autour de Bellac (300 m) ne reçoit que 800 mm tandis que les sommets autour de Bugeat (850 - 900 m) recueillent 1600 mm (J. Pinaud, 1980).

Les pluies sont bien réparties sur toute l'année et le rapport des pluies de la saison la plus arrosée à celles de la saison la plus sèche dépasse rarement 1,25. Le classement des saisons donne un léger avantage à l'automne, puis vient le printemps, l'hiver et l'été qui présente une relative sécheresse. Certes, le classement est celui des régions cévenoles, mais les écarts sont infimes et n'ont rien à voir avec ceux étudiés précédemment. Au contraire, la tendance est à l'étalement des pluies, régulières et modérées, sur un grand nombre de jours, presque partout plus de 150. Les averses, elles-mêmes, sont en général mesurées et de faible intensité.

De l'avis unanime, les fortes averses sont rares, et, selon P. Estienne (p. 118), les averses de plus de 25 mm en 24 h ne font que 22 % du total des précipitations à Eymoutiers et 37 % au Puy de Dôme tandis que celles de plus de 50 mm en 24 h tombent à 0,3 % dans la première station et à 1 % dans la seconde.

Toutefois, préoccupé par le problème de l'érosion agricole, nous nous sommes posé le problème des intensités horaires de certaines averses. Nous avons pu relever pour la station de Limoges quelques cas de seuils horaires qui n'ont pu qu'être supérieurs aux capacités d'infiltration dans le sol. Le tableau XVIII donne les nombres pour les années 1962 - 1976. Chaque cas correspond à un orage de printemps, de mars à juin ; on notera l'importance de certaines intensités, en particulier les 9,1 mm en 6 minutes du 15 juin 1970. Pour être exceptionnelles, ces intensités ne sont pas rares ; pour l'exemple choisi, on relève 8 cas en 15 ans.

En fait, la répartition des pluies dans le Nord-Ouest du Massif Central est loin d'être uniforme et de nombreuses nuances peuvent être distinguées.

Pour le Limousin, R. Emsalem (1982, p. 115-121) a dégagé neuf "territoires pluviométriques". Pour notre domaine d'étude, nous en retiendrons quatre : les "Monts de la Marche" (Monts de Blond, d'Amba-

Tableau XVIII : Intensités extrêmes des averses à la station de Limoges (1962 - 1976).

Année	:	Date	:	Intensité
1962	:	31 - 3	:	7,3 mm en 30 mm
	:	18 - 6	:	7,6 mm en 15 mm
	:		:	
1964	:	17 - 4	:	13 mm en 2 h
	:		:	20,5 mm en 3 h
	:		:	30,8 mm en 6 h
	:		:	43,8 mm en 12 h
	:		:	53,9 mm en 24 h
	:		:	
1969	:	22 - 6	:	9,4 mm en 1 h
	:		:	13,6 mm en 2 h
	:		:	16,4 mm en 3 h
	:		:	24 mm en 12 h
	:		:	
1970	:	25 - 5	:	4,2 mm en 6 mm
	:	18 h 05	:	9,0 mm en 15 mm
	:		:	
	:	25 - 5	:	4,8 mm en 6 mm
	:	18 h 22	:	10,8 mm en 15 mm
	:		:	19 mm en 30 mm
	:		:	23 mm en 60 mm
	:		:	
	:	15 - 6	:	9,1 mm en 6 mm
	:	17 h 50	:	13,1 mm en 15 mm
	:		:	15,5 mm en 30 mm
	:		:	
1973	:	3 - 5	:	4,3 mm en 6 mm
	:	19 h 20	:	10 mm en 15 mm
	:		:	14,4 mm en 30 mm
	:		:	25,6 mm en 2 h
	:		:	
	:	20 - 5	:	6,4 mm en 6 mm
	:	15 h 40	:	

bazac et de Saint-Goussaud) où la précipitation annuelle va de 900 à 1500 mm avec un trimestre maximal centré sur décembre et le minimal sur juin ou juillet ; les plateaux de la Vienne moyenne et ses affluents autour de Limoges avec une précipitation annuelle entre 800 et 1000 mm et un trimestre maximal centré sur décembre ou janvier ; le flanc nord de la Montagne Limousine où les chutes totales sont entre 900 et 1500 mm et enfin, le flanc Sud-Est du même massif où les totaux sont entre 1000 et 1300 mm.

En Auvergne, J.L. Nony (1976) montre que les régimes pluviométriques ont un maximum de saison froide pour l'ensemble Monts Dore - Cézallier - Cantal, ce qui s'accompagne d'un bon enneigement tandis que les bassins internes comme la Limagne ont un maximum de saison chaude ; on retrouve ce maximum sur les plateaux orientaux de la Margeride (Saugues).

A l'échelle d'un massif, la topographie peut modifier le comportement régional : c'est ainsi que, selon P. Estienne, les vallées cantaliennes orientées au Sud-Ouest sont plus arrosées que celles qui regardent l'Ouest ou le Nord-Ouest.

3- Les régions à "batailles d'influences" : plateaux de Margeride et du Velay.

Les hauts plateaux de la Margeride sont, au seul examen d'une carte orographique, des régions élevées, souvent plus de 1000 m, isolées de toute part.

Nous avons déjà vu comment certaines influences du climat méditerranéen les atteignent, affaiblies, au-delà de l'axe faitier cévenol. Il en est de même des pluies océaniques qui ne les touchent qu'après avoir déversé une partie de leur charge sur le Cantal et l'Aubrac. Des caractères de continentalité se manifestent, un peu comme en Limagne dont l'influence se prolongerait vers le Sud : le volume des pluies d'été est supérieur à celui des pluies d'hiver ; l'ensemble des précipitations est faible, de 850 à 900 mm sur les plateaux de Margeride, 1100 mm au sommet et 1280 mm seulement à la maison forestière du Mézenc (P. Estienne, p. 171).

Allongée du Nord au Sud, la Margeride ne peut être regardée comme un ensemble climatique homogène : sa bordure orientale, surtout dans le Nord, souffre de sécheresse (Saugues, 826 mm seulement, en dépit de l'altitude) ; l'Ouest est un peu plus arrosé, 936 mm à Ruynes, 961 à Mialanes ; le flanc Sud-Est connaît, lui, les averses violentes de type cévenol les plus nombreuses. Ph. Daget (1967), après une étude minutieuse du régime des précipitations, peut conclure que Saint-Chély (à l'Ouest, à 1000 m) et Thoras (à l'Est, à 1080 m) ont un régime pluvial "semi-continental" à tendance océanique, tandis que Saugues (à l'Est, à 980 m) et le Puy (715 m) ont un régime "semi-continental" à tendance continentale, en raison du rôle des bassins ; au-dessus de 1200 m, le régime devient océanique.

Le plateau du Velay est, lui aussi, peu arrosé. On note des changements du Nord au Sud : le Sud reçoit davantage de précipitations avec un maximum d'automne, tandis qu'au Nord, les totaux diminuent et l'été prend l'avantage, signe d'un milieu plus continental. Le massif du Mézenc, bien que subissant encore les influences cévenoles, est relativement peu humide avec rarement plus d'un mètre de précipitations, réparties d'une façon très irrégulière d'un mois sur l'autre ; très vite vers l'Ouest, dès le Monastier, l'influence continentale du bassin du Puy se fait sentir.

B- Les observations de terrain.

Ce sont d'abord les effets du ruissellement qui attirent notre attention, surtout dans les régions méridionales. Cependant l'importance de l'alimentation en eau apparaît aussi pour le déclenchement des phénomènes d'évolution en masse des versants.

1- Le ruissellement.

Dans le cadre d'une recherche sur les morphodynamiques actuelles, la part du ruissellement apparaît importante, bien qu'inégale selon les régions. Il faudrait ajouter que son action est d'autant plus importante que la végétation a été modifiée par l'homme. La comparaison entre ré-

gions ne peut se faire que dans des conditions de mise en valeur ou de recouvrement végétal spontané identiques. Nous verrons ultérieurement le cas de l'érosion en terrain cultivé.

Sur le terrain, nous avons pu observer deux types de ruissellement :

- le ruissellement en nappe se produit sur les versants réguliers, à couverture végétale faible mais fermée, même sur des pentes fortes, supérieures à 15°. Nous n'avons jamais pu observer une épaisseur supérieure à 1 ou 2 cm, mais des témoins dignes de foi, nous ont affirmé avoir connu, en septembre, sur le versant Sud-Est du Goulet, près du village de Mallecombe, des épisodes où la lame d'eau atteignait 10 cm tout en étant généralisée à un large versant de pente 15° ; cela lors des averses cévenoles d'automne les plus violentes. Le résultat morphogénique consiste surtout dans le transport de débris végétaux qui s'accumulent en rouleaux sur le premier obstacle rencontré ; des argiles, des limons et quelquefois des sables sont déposés en petits bancs minces ; parfois, des mottes ont été arrachées, donnant naissance à de minuscules ravinements ; les mêmes témoins nous ont certifié que des blocs décimétriques peuvent être déplacés sur quelques mètres.

Les effets de ce type de ruissellement ne se font sentir que sur les versants du Mont Lozère ou du Tanargue, encore les avons nous observés surtout en orientation est ou sud ; ils affectent les terroirs de "côtes" au flanc des serres. A défaut de points de repère précis et d'une observation suffisamment longue, il nous est impossible de quantifier le phénomène. Tout au plus peut-on dire qu'il est responsable d'une partie de la dégradation des versants cévenols avec enlèvement pendant l'Holocène des matériaux soligéliflués hérités ; mais il faut tenir compte des accélérations provoquées par le défrichement, et de l'intervention d'autres processus.

- le ruissellement en rigoles est beaucoup plus fréquent et d'observation plus facile. Bassin de réception, chenal et cônes de déjection apparaissent en diverses positions sur le versant. La taille de l'ensemble va de quelques dizaines de centimètres carrés à la centaine de mètres carrés ou plus. Les rigoles les plus petites sont isolées ; elles se rejoignent entre elles et un début de hiérarchisation s'instaure au fur et à mesure que leur taille augmente ; on peut passer à des ravins profonds de 2 à 4 m et longs de plus d'une centaine

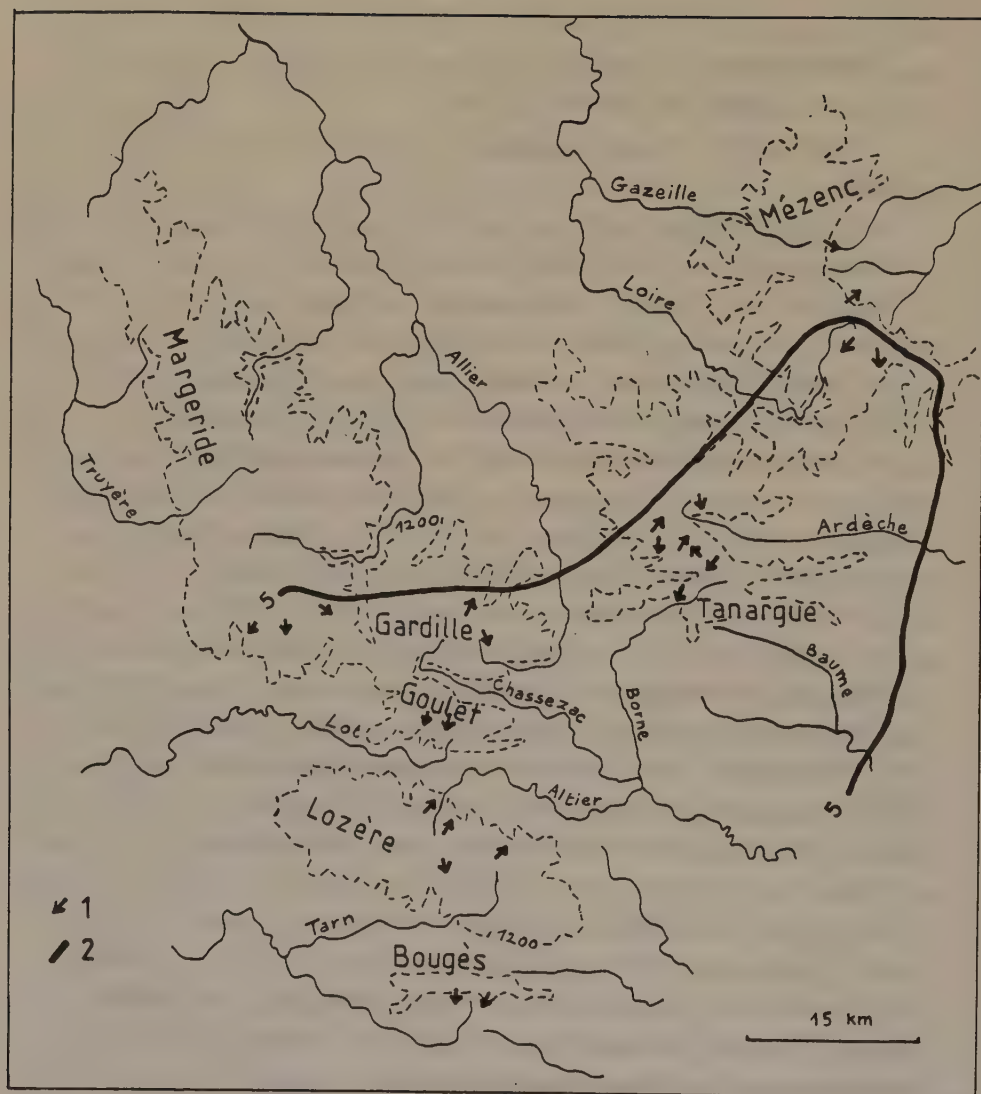


Fig. 149 : Principaux secteurs à ruissellement en rigole efficace.

1. chaque signe représente un secteur où le ruissellement en rigole est efficace. - 2. ligne enserrant les stations où le nombre moyen annuel d'averses supérieures à 50 mm est de 5 (d'après P. Paul, 1976, p. 93).

N.B. N'ont été représentés que les secteurs appartenant aux hautes terres de notre domaine d'étude.

de mètres. Ce sont alors de véritables "bad-lands". Ces ravinements affectent surtout les versants convexes, dans la partie située entre le milieu et le tiers supérieur du versant. Il n'y a jamais de liaison avec le chenal qui occupe l'axe du talweg. D'une averse à l'autre, suivant l'intensité, ce sont les mêmes chenaux qui fonctionnent mais pas forcément dans leur ensemble : de petits bassins-versants élémentaires peuvent se créer à l'intérieur d'un élément d'un bassin-versant antérieur ; de nombreuses formes, parmi les plus mineures, sont éphémères et peuvent être détruites d'un orage à l'autre ; elles ne deviennent permanentes qu'à partir d'une certaine taille, encore certains de leurs constituants peuvent-ils être remodelés.

Comme le ruissellement en nappe, le ruissellement en rigoles se manifeste surtout sur les versants orientés au Sud et à l'Est, dans les massifs du Sud-Est, là où les averses méditerranéennes s'exercent avec violence. La fig. 149 qui montre la localisation de ces manifestations est tout à fait significative à cet égard. C'est pourquoi la ligne enserrant les stations où le nombre moyen annuel d'averses supérieures à 50 mm est de 5 a été tracée ; une bonne coïncidence existe. Nous ne connaissons pas un tel phénomène dans les massifs plus au Nord où le déclenchement du processus, lorsqu'il existe, ne peut être qu'anthropique. Au contraire, dans cette partie Sud-Est, le processus peut être considéré comme "naturel", spontané à partir d'un certain seuil horaire de précipitations. Nous verrons toutefois qu'une certaine intervention humaine (surpâturage) peut le favoriser.

2- Solifluxion et coulées boueuses.

Les mouvements de solifluxion sur les versants sont dus à la présence de l'eau qui imbibe lentement les matériaux et provoque le dépassement de la limite de plasticité. On assiste alors à un lent déplacement avec déformation du versant : les bossellements, loupes et langues sont des phénomènes bien connus.

Contrairement à une idée largement répandue, ce type de processus affecte très peu les versants qui appartiennent à notre domaine d'étude. Sans doute beaucoup d'observateurs ont-ils été abusés par les couvertures continues de formations soligélifluées omniprésentes sur

les versants mais qui ne sont que des héritages de la dernière période froide et qui n'ont que très rarement été remises en mouvement comme en témoigne le bon état de conservation de la plupart des microstructures originelles qu'elles contiennent. Sans doute aussi, les phénomènes de solifluxion existent-ils dans des régions proches des nôtres, en particulier dans les marnes des bassins de Brive, de Mende, du Puy ou de Limagne. Mais pour les roches volcaniques, et surtout cristallines, le phénomène est extrêmement rare.

Il convient de distinguer d'abord le cas des versants en roche cristalline où l'évolution par solifluxion est pratiquement inconnue. Sur granite, cela tient au caractère granulométrique des arènes et des formations superficielles qui les recouvrent, beaucoup trop grossières. La plupart des bossellements qui pourraient paraître d'origine solifluidale en première approximation, se révèlent presque toujours correspondre à des détails structuraux tels qu'un coeur de roche saine sub-affleurant. Ce n'est que dans la partie haute de la Montagne Limousine et de la Margeride que des cas de solifluxion peu marquée peuvent être relevés ; encore n'affectent-ils que les bas de versants et les vallons en berceau, c'est-à-dire les endroits où les matériaux fins se sont accumulés et où l'alimentation en eau est maximale en raison de la présence de sources. Les mouvements extrêmement lents ne se traduisent pas par des formes spécifiques et sont difficiles à mettre en évidence : plusieurs tentatives de mesures effectuées à l'aide de fiches métalliques alignées ont échoué, tant en raison du passage des animaux que de la pousse rapide de la végétation qui gêne les relevés.

Dans le cas des micaschistes la fraction fine devrait être abondante et pourrait laisser croire à l'importance des phénomènes de solifluxion ; en fait, la dégradation des versants est poussée et ces phénomènes n'existent pas.

En roche volcanique, les phénomènes de type solifluxion sont un peu plus nombreux en raison de l'importance accrue des matériaux fins, mais leur expression n'affecte qu'un nombre réduit de versants. Là aussi, une topographie héritée, moulée sur des dépôts glaciaires et périglaciaires, a pu être confondue avec un modelé créé par la solifluxion actuelle. Dans la plupart des cas, cette solifluxion n'existe pas et ces dépôts ont conservé intacte leur structure initiale :

un bon exemple est fourni par l'amphithéâtre de Prat de Bouc, entre le col et le Plomb où la solifluxion actuelle ne s'exerce qu'en de très rares points, en bas de versant, autour de petites cuvettes et dans le fond du vallon principal.

En fait, la solifluxion actuelle n'est active qu'à l'échelle de détail. Nous retiendrons deux types de sites où elle s'exerce activement :

- la partie aval des niches occupées par des congères de neige : les fines y sont plus abondantes, apportées par de petits épisodes de ruissellement ; l'eau de fonte de la neige qui percole lentement, permet une bonne imbibition des matériaux ce qui provoque de légers et lents mouvements d'ensemble.

- au pied des petits sourcins : là aussi, les matériaux fins sont abondants dans la mesure où la source est souvent localisée le long de passages très altérés ; le débit ne permet pas l'entretien d'un chenal dès la sortie de l'eau, aussi, celle-ci se disperse-t-elle en multiples filets bientôt infiltrés et participant dès lors à la saturation des matériaux qui peuvent solifluer. La présence de sourcins s'accompagne généralement d'une niche à l'amont due à l'évacuation des matériaux et de bourrelets à l'aval créés par la poussée des matériaux solifluants.

Lorsque la niche de source sert de cadre à une congère de neige, l'alimentation en eau est excellente et les plus belles formes de solifluxion apparaissent alors. Le cas est assez fréquent au Mont Lozère et dans le Cantal ; ce n'est que la partie médiane du versant qui est affectée en fonction de la localisation des sources qui exige un volume amont suffisant pour constituer un réservoir hydrique capable d'entretenir un écoulement pérenne (R. Lambert, 1975, p. 122).

Un autre type de solifluxion se trouve dans l'environnement des "blocs laboureurs" (ploughing block) et des bourrelets flués, exemples pour lesquels il n'est pas sûr que le mouvement soit actuel. En tout cas, les grands lobes de solifluxion observés vers 2500 - 2600 m en Vanoise ne sont jamais présents ici.

Généralement les surfaces affectées par la solifluxion actuelle ne dépassent pas quelques dizaines, voire quelques centaines, de mètres carrés. C'est un processus qui doit être considéré comme mineur.

Quant aux véritables coulées boueuses, on peut les considérer comme un phénomène relativement rare sur notre terrain d'étude, même si les bassins marneux qui le jouxtent les connaissent bien.

Un autre type est lié à l'aménagement des versants par l'homme. Pour les besoins de l'irrigation, l'homme a créé de grandes rigoles à flanc de versant, sur plusieurs kilomètres parfois. Une partie de l'eau s'échappe de la rigole, s'infiltré, et provoque un boursoufflement du versant, sous forme d'un cordon étiré parallèlement au chenal. Ce type de solifluxion cesse dès que l'eau n'est plus distribuée dans les rigoles. Aujourd'hui, l'absence d'entretien ne permet plus une distribution régulière de l'eau et celle-ci s'échappe localement provoquant, suivant son abondance, tantôt des phénomènes de solifluxion exagérés, tantôt de petits ravinements.

Enfin, on peut ranger dans les phénomènes de solifluxion le cas des "stries de parcours" ou "pieds de vaches", bien que l'on soit en limite du concept. Certes, il faut qu'une certaine plasticité soit atteinte, mais leur formation nécessite surtout un tassement par le bétail. A. Meynier (1951, p. 81) a décrit dans le Cantal, ces gradins réguliers qui "soulignent les courbes de niveau" et qui peuvent "affecter tout un versant de haut en bas" ; "la partie plane de chaque gradin est plus ou moins privée de végétation, simulant ainsi un sentier tandis que le talus est couvert de gazon, parfois de genêts ou de petits buissons". Les gradins s'inscrivent dans le sol, jamais dans la roche en place.

Nous les avons trouvés, comme un leitmotiv, sur la plupart des versants pâturés du Cantal, les figures les plus belles étant en limite supérieure de forêt, dans l'étage occupé spontanément par des formations buissonnantes. Mais elles ponctuent aussi, localement, quelques versants à basse altitude. Phénomène marquant dans les régions volcaniques, ces stries de parcours n'existent pratiquement pas en régions cristallines où on les retrouve isolées les unes des autres et dans les seuls endroits à forte fréquentation de bétail.

Les processus mis en cause sont nombreux et leurs inter-relations difficiles à mettre en évidence. Trois conditions, d'importance égale, sont indispensables au départ. Il faut :

- une pente forte (la valeur-seuil minimale n'est pas facile à cerner mais doit être de l'ordre de 15°).
- des matériaux plastiques (ici, des andosols souvent épais, de 50 à 80 cm).
- le passage répété du bétail qui, par tassement, engendre la forme et la maintient.

C'est le passage du bétail qui est le moteur initial, les animaux, laissés en liberté, arpentent le terrain en suivant grossièrement les courbes de niveau ; il provoque la rupture du tapis végétal, et le tassement de la partie superficielle du sol. Ce tassement est favorisé par les propriétés des andosols qui représentent le type de sol dominant dans le Cantal (J.M. Hetier, 1975) : grand pouvoir de rétention de l'eau et plasticité. Il s'agit en somme d'une solifluxion provoquée mécaniquement. D'autres processus se greffent sur les premiers : des fentes étroites mais profondes se dessinent ; parallèles au tracé du sentier, elles en affectent la partie interne, côté amont versant. Proviennent-elles d'un cisaillement provoqué par le tassement ? Quelle est la part de la dessiccation ? Si le premier phénomène est impossible à observer, les fentes de retrait sont, elles, si nombreuses en période sèche qu'elles jouent certainement un rôle dans la création de ces micro-modelés. Elles sont mêmes vraisemblablement exploitées par d'autres processus : circulation de l'eau, pénétration de coins de glace. Ajoutons qu'à l'amont du sentier, la partie tranchée dans la pelouse est soumise à l'action du gel par le biais des pipkrakes qui l'émiettent. Enfin, sur le sentier dépourvu de végétation, la structure grumeleuse de la partie supérieure de l'andosol devient soufflée ("fluffy") en période de sécheresse, ce qui permet au vent d'emporter fréquemment de la poussière en petits tourbillons.

Ainsi même pour une forme aussi mineure que les stries de parcours, il faut envisager la combinaison de divers processus. Nous verrons que le cas est fréquent pour la plupart des formes rencontrées.

Les stries de parcours sont des formes stables qui se maintiennent vives parce que le bétail les fréquente, ce qui prouve bien que le facteur plasticité n'est pas décisif dans leur formation. Elles s'élargissent peu dans la mesure où l'efficacité des processus de gel ou de déflation est réduite par la croissance de la végétation ; dans

quelques cas, le sapement à la base peut provoquer le retournement de mottes qui viennent obstruer le sentier. Nous avons même vu quelques cas de stries obliques sur la pente transformée en bassin d'alimentation lors de grosses averses et éventrées sur quelques mètres par le ruissellement concentré, mais le phénomène est rare.

3- Chutes de masses rocheuses, éboulements et glissements de terrain.

Les éboulements, au sens de "chute simultanée d'une portion de terrain qui se détache en masse sur un flanc abrupt" (M. Derruau, 1974) se localisent, pour notre domaine d'étude, au massif du Cantal et en quelques points du Velay oriental (cirque des Boutières). Il convient de distinguer la chute de fragments rocheux de grande taille dont nous avons pu avoir de nombreux exemples actuels, et celle de pans entiers de versants dont la mise en place ne semble pas se poursuivre aujourd'hui.

a/ la chute de fragments rocheux de grande taille.

La chute de fragments rocheux de taille plurimétrique, de 2 ou 3 m³ à 15 m³ environ, est favorisée par la présence de pentes raides (corniches), taillées dans un matériel à joints ouverts (prismes basaltiques). C'est pourquoi il est fréquent d'observer dans le Cantal, au pied des corniches, des colonnes basaltiques brisées et tronçonnées à la manière des fûts des temples antiques ruinés : dans les talus d'éboulis les composants de ces colonnes gisent, épars, plus ou moins disloqués et brisés selon la violence du choc qui dépend surtout de la hauteur de chute ; au point de départ, la cicatrice est généralement marquée à la fois par la forme en niche laissée vide, et par la couleur qui tranche sur l'environnement. Ce type d'évolution, qui ne peut être confondu avec un simple phénomène d'éboulis étant donné la masse affectée et pour lequel le gel n'intervient que d'une façon secondaire, est encore vivant dans un massif comme le Cantal. Il se produit en général au printemps (fin avril) et nous avons pu l'observer en deux occasions quelques jours seulement après la chute : la première, sur la corniche basaltique

à regard sud qui domine vers 1200 m le village l'Haut-Mur, près de la Chevade ; la seconde, vers 1740 m, sur le flanc oriental de Peyre Arse. Dans les deux cas, aucune intervention humaine ne peut expliquer la déstabilisation des blocs et ce sont des phénomènes naturels qui en sont responsables : appel au vide, sapement des fondements du pan rocheux par l'action conjuguée de l'altération, du soutirage, du ruissellement et de la gélifraction... Nous avons pu noter que la gélifraction s'exerce une fois le bloc détaché, avec efficacité tant sur la corniche au niveau de la cicatrice, que sur les débris éclatés au point de chute : elle se produit tant que dure une bonne alimentation en eau et la possibilité d'exploitation des fissures créées lors du choc ou des diaclases inhérentes au bloc.

Les traces d'une telle évolution sont fréquentes dans le Cantal, beaucoup plus rares ailleurs : nous en avons relevé quelques exemples dans le Velay oriental (amphithéâtre des Boutières), dans les petits cirques de la vallée de l'Ardèche (en particulier dans le Cros de Boutazon où une chute de ce type est venue barrer un chemin visiblement abandonné depuis moins de 50 ans) et même un exemple au Mont Lozère (en 1978) où, près du village de l'Hermet, voisin du Pont de Montvert, un tor, dominant un vallon suspendu au-dessus du Tarn, a été démantelé par moitié (dans ce dernier cas, il est possible que les activités agricoles, en favorisant la concentration du ruissellement, soient en partie responsables).

b/ les grands éboulements.

Beaucoup plus importants sont les grands éboulements qui ont emporté des portions entières de versant ; ils sont cantonnés, en ce qui concerne notre domaine d'étude, au seul massif du Cantal et à ses annexes sur le plateau du Cézallier. P. Bout (1960), les a signalés dans le bassin du Puy sous le nom "d'éboulis holocènes" : il considère leur fonctionnement comme lié à des conditions à la fois structurales (nappes basaltiques des plateaux couronnant des argiles et des marnes sannoisiennes) et climatiques (sources localisées à la base des coulées plus abondantes qu'aujourd'hui) ; "sous le poids des coulées en corniche, les argiles et les marnes ramollies par ces eaux de circulation souter-

raïne, foirèrent en maintes places à la partie haute des versants"... "les coulées se fissurèrent et des tranches s'en détachèrent" qui glissèrent sur leur support d'argile plastifiée, donnant des versants en grands "chaos étagés". Ainsi, c'est "tranche après tranche" qu'ont évolué les versants au modelé chaotique du bassin du Puy : "le versant gauche du Dolaizon à l'amont de Vals, celui du vallon de Ceyssac à l'Est du village, les versants de la Loire à l'aval de Cussac, de la Borne au Sud-Ouest de Saint-Vidal, etc..."

S'il convient de préférer le terme d'éboulement à celui "d'ébouilis" employé par P. Bout, on peut par contre reprendre point par point la description de cet auteur pour décrire le phénomène lorsqu'il affecte les vallées du Cantal, le dispositif structural associant ici en superposition, coulées basaltiques ou trachy-andésitiques aux épaisses couches de brèches volcaniques. Et les relevés que l'on peut faire à Landeyrat, en bordure du Cézallier, sont tout à fait conformes aux dessins de P. Bout (1960) pour le vallon de Ceyssac - Haute Loire (fig. 150).

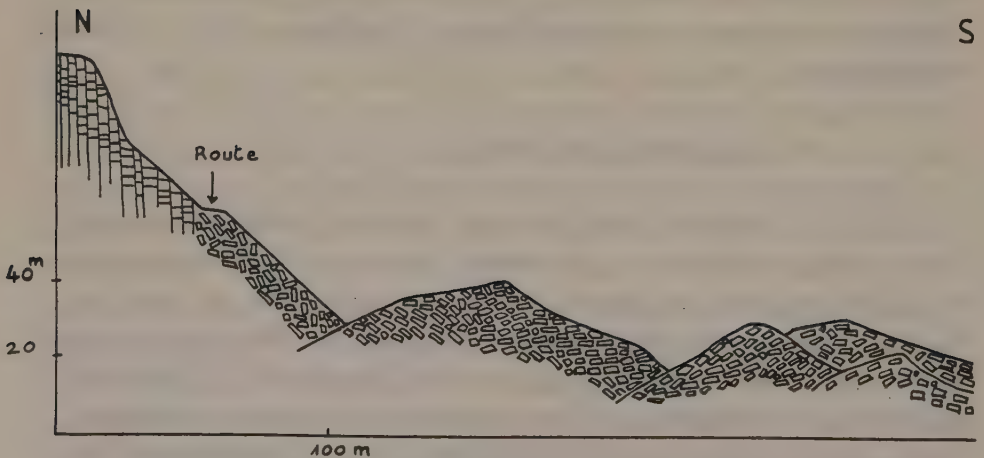


Fig. 150 : Coupé à travers l'éboulement de Landeyrat - Cantal. On distingue l'aspect en tuyaux d'orgue du pointement basaltique et les tronçons de prismes basaltiques dans les tranches éboulées.

Le phénomène s'observe dans la haute vallée de l'Allanche, à 1 km environ à l'aval de Landeyrat, au droit du lieu-dit La Roussille, entre 1000 et 1080 m d'altitude : une corniche basaltique bien prismée en tuyaux d'orgue a été débitée en 5 tranches successives qui se sont étalées à son pied, en barrant une partie de la vallée ; dans chaque tranche, les colonnes basaltiques ont éclaté en une multitude de prismes, bousculant l'arrangement originel lequel reste parfois reconnaissable. La mise en place s'est sans doute faite par épisodes successifs, la venue de chaque tranche bousculant l'agencement de la précédente ; ainsi, la corniche basaltique a reculé parallèlement à elle-même ; il est vraisemblable qu'entre chaque épisode peu de temps s'est écoulé dans la mesure où les différentes tranches apparaissent toutes dans le même état de conservation ; l'épuisement de la corniche et la création d'un état d'équilibre ont été obtenus assez rapidement mais la quantité de matériaux déplacés est colossale.

Toutes les vallées du Cantal, ou presque, montrent des blessures occasionnées par des éboulements tantôt sous forme d'éléments isolés, tantôt en éléments jointifs modifiant complètement la topographie. Ce deuxième type devient le cas général dans le cas des vallées taillées presque entièrement dans les brèches volcaniques comme celles de l'Ouest du massif, du Mars, de l'Aspre, de la Bertrande, de la Doire ou même de la Jordanne. Le matériel, très hétérogène, mal consolidé et comportant de nombreuses fissures comme nous l'avons vu dans la première partie, est particulièrement favorable à ce genre d'évolution des versants.

A. Meynier (1942) a déjà signalé le type de modelés créés par ces processus : "paquet effondré" près de Lavigerie au confluent Santoire-Impradine, affaissement de blocs en roche compacte près du Vaulmier dans la vallée du Mars, en amont de Fontanges dans celle de l'Aspre et près de Velzic pour la Jordanne ; toutes évolutions qui conduisent souvent à des accumulations chaotiques au fond des gorges comme au Pas de Cère ou dans les gorges du Lioran sur l'Allagnon.

Il serait fastidieux de décrire tous les exemples d'éboulements que nous avons observés dans le massif du Cantal. Nous proposons de ramener à deux les grands types morphologiques rencontrés :

- dans les vallées entièrement constituées de brèches andésitiques, le versant a connu des déséquilibres par pans successifs jointifs ce qui lui confère une topographie très irrégulière avec de nombreux ressauts appuyés sur des chicots rocheux et des dépressions fermées de toute taille, suspendues à tous les niveaux au-dessus du talweg. Des confusions sont possibles avec un modelé glaciaire bien anarchique, et, à défaut d'argument pétrographique, seules les cicatrices d'arrachement permettent de faire la différence. Le versant de la Bertrande, tourné face au Sud, entre Saint-Chamand et Saint-Projet-de-Salers illustre parfaitement ce type.

- dans les vallées à matériaux hétérogènes, à coulées basaltiques ou andésitiques dominant les brèches, l'évolution par éboulement est ponctuelle. On remarque alors une grande cicatrice en amphithéâtre tranchant les roches massives du sommet tandis qu'une énorme langue de matériaux obstrue la vallée principale. Sur la figure 151, on reconnaît l'éboulement de la Gandilhon, près de Lavigerie sur le versant face au Nord de la vallée de l'Impradine :

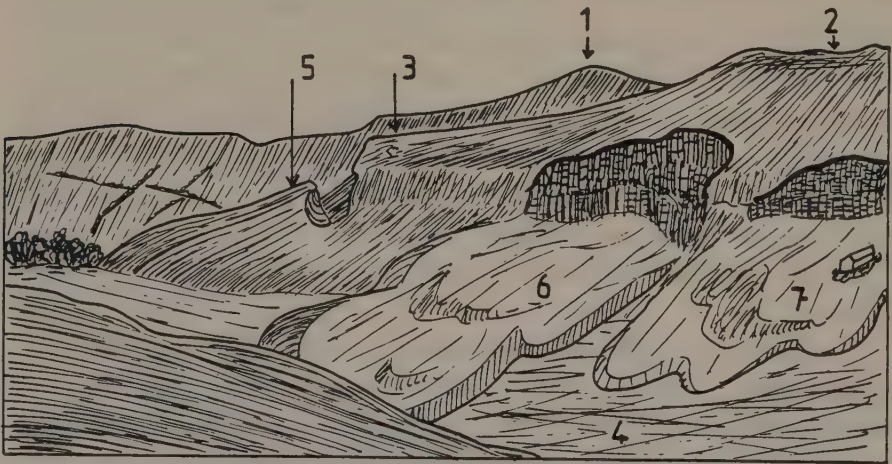


Fig. 151 : Eboulements de la Gandilhon, près de Lavigerie.

1. Puy de Seycheuse. - 2. crête du buron de Peyre Arse. - 3. vallée de la Santoire. - 4. vallée de l'Impradine. - 5. affaissement de la Courbatière. - 6. éboulement de la Gandilhon. - 7. éboulement de la Maurande.

La dénivellation entre la crête de Peyre Arse et la vallée de l'Impradine est de 350 m.

la cicatrice a 150 m de haut sur 250 m de large, la langue de matériaux mesure 600 m de long pour 300 m de largeur dans sa partie terminale ; elle a barré complètement la vallée de l'Impradine qui, repoussée au pied du versant de rive gauche, a dû l'entailler d'une quinzaine de mètres. On remarque, à peu de distance, l'affaissement de la Courbatière, éperon entre la vallée de l'Impradine et celle de la Santoire, ainsi qu'un éboulement moins important vers l'amont, celui de la Maurande.

c/ problème de datation et tentative d'explication.

La consultation des archives départementales du Cantal permet de se rendre compte que de tels phénomènes ont été courants pendant les trois derniers siècles et ont donné lieu à de nombreuses relations ou plaintes de la part des habitants. Tout porte à croire qu'il en était de même pour les siècles antérieurs pour lesquels nous sommes démunis quant aux textes. D'ailleurs, la mémoire populaire garde encore vive certaines situations où les chemins furent emportés, le parcellaire modifié et parfois, l'habitat menacé. Les exemples d'évolution actuelle ne manquent pas et nous avons pu nous-même en observer plusieurs types dont les analyses apparaîtront plus loin dans le cours du présent ouvrage.

Si l'on tient compte de l'état de fraîcheur des cicatrices et des langues de matériaux, on peut établir, pour chaque versant de vallée, une chronologie relative entre les différents éboulements.

P. Bout (1960) a proposé de placer ces grands mouvements de versant "lors des périodes humides post-glaciaires" ; dans la vallée de la Borne du matériel néolithique chasséen daté 2700 avant notre ère a été retiré "des interstices entre les blocs des éboulis" ; P. Bout est tenté de placer les paroxysmes à la fin de la phase atlantique, puis dans les périodes sub-boréales et sub-atlantiques.

Dans les Monts Dore, B. Delmas (1973) a pu recueillir, au pied de la planèze de Courbanges, des éléments végétaux conservés dans un remblaiement argilo-sableux situé en arrière d'un barrage provoqué, sans doute, par un glissement de terrain ; leur datation (G. Delibrias-GIF 2447) a donné 8400 ± 160 ans, ce qui place au Boréal, ou légèrement

avant selon la vitesse de sédimentation, l'épisode d'évolution catastrophique du versant.

La plupart de nos propres observations montrent que les plus grands éboulements sont tous légèrement postérieurs à la période de déglaciation : en effet, en arrière des principales langues ébouées qui barrent les vallées, on ne note pas d'important remblaiement comme n'auraient pas manqué de le faire de grands écoulements fluvioglaciers ; c'est donc que cette phase de dynamique des versants se place une fois la fusion des grands glaciers terminée. Non seulement les conditions structurales étaient favorables mais encore la fonte brutale des glaciers, en créant des déséquilibres locaux (enlèvement de matériaux, creusement des ombilics, raidissement des parois), a créé des conditions potentielles favorables au déclenchement des grands glissements. Il ne semble pas nécessaire de faire intervenir une grande humidité comme l'a suggéré P. Bout et d'ailleurs, les études récentes sur l'Holocène, n'insistent pas sur la présence de phases véritablement humides.

Comme nous l'avons noté, l'instabilité des versants se poursuit jusqu'à nos jours, avec toutefois, une diminution du volume déplacé lors de chaque épisode, diminution marquée depuis le début de l'Holocène jusqu'à maintenant. Les glissements actuels ne sont plus que de minuscules répliques aux premiers grands écroulements. Tout se passe comme si, progressivement, l'instabilité des versants devenait de plus en plus faible, en quelque sorte, comme si le stock de matériaux disponibles en déséquilibre avait été épuisé.

Le phénomène éboulement étant d'abord tributaire des conditions structurales, une carte de répartition à l'échelle du massif ferait apparaître une dominante à l'Ouest, là où les versants taillés dans la brèche volcanique sont les plus nombreux ; à l'intérieur de ce secteur, aucune orientation préférentielle n'est visible et l'on trouve autant de cas en exposition nord qu'en exposition sud. En revanche, dans les secteurs à versants hétérogènes, là où le phénomène éboulement est ponctuel, il semble que l'on puisse distinguer des alignements. Sur la figure 152, apparaît nettement une concentration des éboulements selon une ligne Nord-Ouest/Sud-Est qui va de la Maurinie à Chambeuil en passant par Gandilhon et Laveissière. Nous pouvons

Fig.152 : Les éboulements de la partie nord-orientale du Cantal.

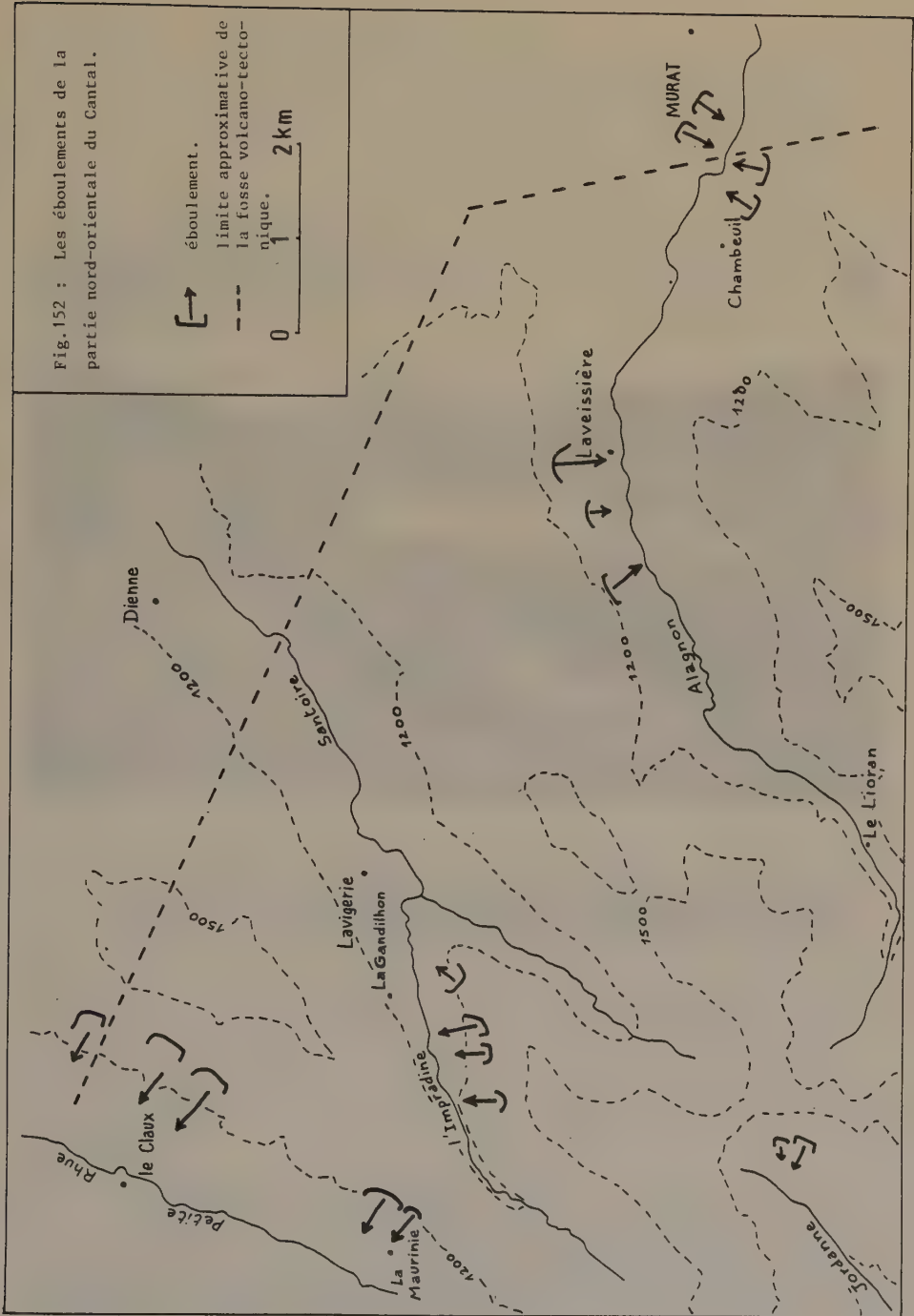
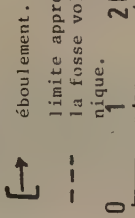




Planche XII : La crue du 21 septembre 1980 dans la vallée de la Gazeille, près de Besseyre Haute. Noter, en rive gauche, l'accumulation de blocs et de galets, qui recouvre un ancien pré de fauche; en rive droite le tronc d'arbre transporté et la laisse de crue qui donne une idée de l'ampleur du phénomène. Le personnage fournit l'échelle (Cliché Ray Halin).

noter que cet alignement s'inscrit à peu de distance sur la bordure nord-orientale de la fosse volcano-tectonique définie géologiquement, certes il s'agit d'une unité structurale profonde mais peut être existe-t-il un lien entre les deux phénomènes ? Bien qu'il soit difficile de privilégier une hypothèse, il se pourrait qu'une certaine instabilité tectonique liée à la limite géologique ait favorisé, sur le versant, des phénomènes de décohésion. Peut-être faudrait-il voir là une explication supplémentaire pour ce type de phénomène...

Glissements de terrain et éboulements sont des évolutions si fréquentes dans le Cantal qu'elles ont parfois, depuis la fonte des glaces, modifié complètement l'aspect des vallées. Se trouvaient là réunies des conditions unanimement reconnues comme favorables à ce type de dynamiques : hétérogénéité lithologique, précipitations abondantes avec une bonne infiltration, creusement de vallées profondes à pente forte (ici récurées localement par le passage des glaciers). Partout ailleurs dans le haut Massif Central, il s'agit d'un phénomène rare, ponctuel (Velay oriental, bordure nord de la coulée de Julianges en Margeride) ou absent (Limousin, Margeride granitique).

C- Le cas de la crue du 21 septembre 1980.

Le rôle de l'eau dans les différents processus de surface peut difficilement être séparé en phénomènes distincts. Au contraire, le passage d'un processus à l'autre, l'exploitation des conditions créées par un processus ou par un autre sont très fréquentes. L'occasion de montrer certains relais nous a été donnée lors des abats d'eau exceptionnels qui se sont produits aux confins des départements de la Haute-Loire, de la Lozère et de l'Ardèche, les 20 et 21 septembre 1980.

Cette crue, d'ordre centennal, outre les victimes (8 morts) et l'importance des dégâts (de 275 à 300 millions de Francs, soit l'équivalent du budget annuel du département de la Haute Loire) (1), a provoqué de légères modifications d'intérêt morphologique. Ces

(1) voir "Le Monde" des 23 Septembre et 6 Octobre 1980.

modifications ont surtout affecté le lit des rivières mais aussi, en quelques points, les versants.

1- Les précipitations des 20 et 21 septembre 1980.

Rappelons la situation atmosphérique au sol telle que l'a décrite G. Staron (1981) (fig.153) : une dépression froide située sur le proche Atlantique est alimentée sur son flanc occidental en air d'origine polaire par un fort courant de Nord. Cette dépression entre en contact avec un courant d'air chaud de provenance méridionale chargé en humidité après avoir traversé la Méditerranée occidentale. Ajoutons qu'à l'Est, un anticyclone sur l'Europe centrale provoque un blocage. Cette situation conduit à des précipitations abondantes au sommet du versant rhodanien et sur les premières pentes du versant ligérien. Les totaux pluviométriques les plus élevés sont légèrement décalés vers le Nord par rapport aux situations régionales les plus fréquentes : l'isohyète des 500 mm en 24 heures forme une boucle depuis le Tanargue jusqu'à la chaîne des Boutières en englobant les sources de la Loire, de l'Ardèche et de l'Allier (fig.153) ; Saint-Etienne-de-Lugdarès a reçu 632 mm, Mazan 579...

L'ampleur de la crue ainsi provoquée sur la Loire et ses affluents dépasse tous les records notés depuis qu'existent des mesures régulières de débit et G. Staron peut écrire "il semblerait, si l'on s'en tient aux seules mesures de débit sûres que nous ayons eu une crue millénaire" (au moins en ce qui concerne les régions situées à l'amont du Puy).

2- L'impact morphogénique.

Rappelons que les bassins-versants les plus touchés furent ceux de la Loire supérieure, du Lignon, de la Gazeille et que, vers le Sud, on put noter des effets jusqu'à la Borne.

Comme il est tout à fait inutile de tenter un relevé exhaustif de tous les "points d'attaque" provoqués par cette trombe d'eau, nous

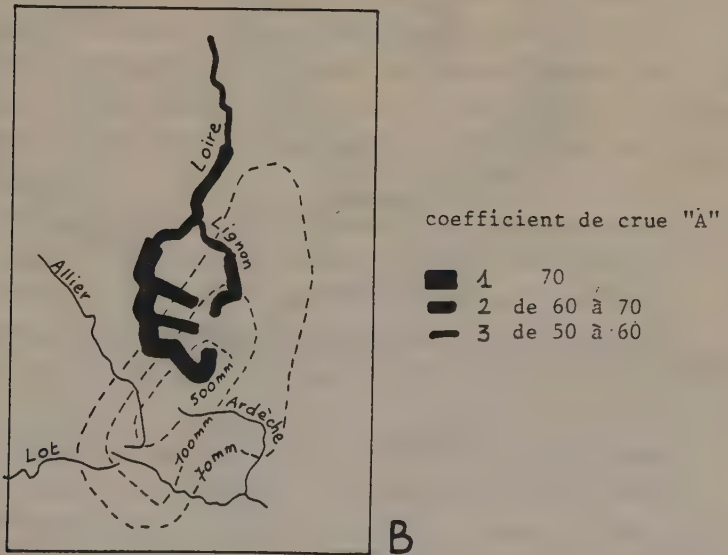
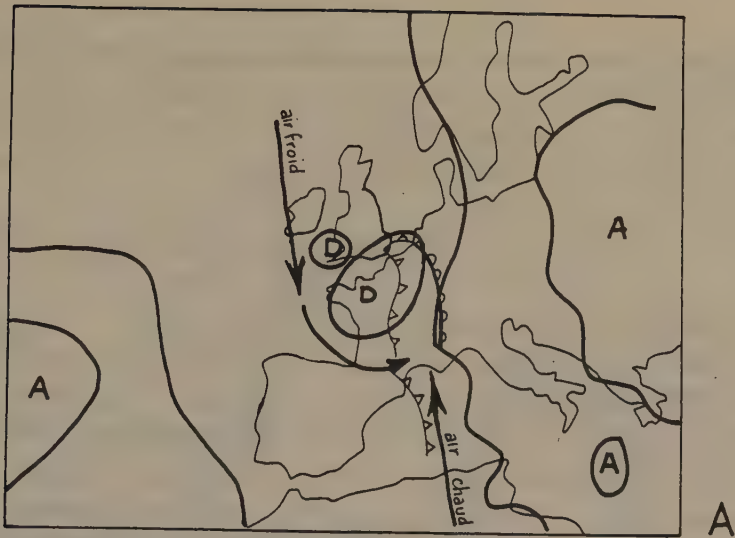


Fig. 153 : L'épisode pluvieux des 20-21 septembre 1980 en Velay, d'après G.Staron, 1981.

A- Situation atmosphérique le 21 septembre 1980 à 6 h. T.U.

B- Valeur de la précipitation en millimètres, en moins de 24 h, et importance de la crue (coefficient de crue "A" = rapport entre le débit maximum instantané et la racine carrée de la superficie du bassin-versant).

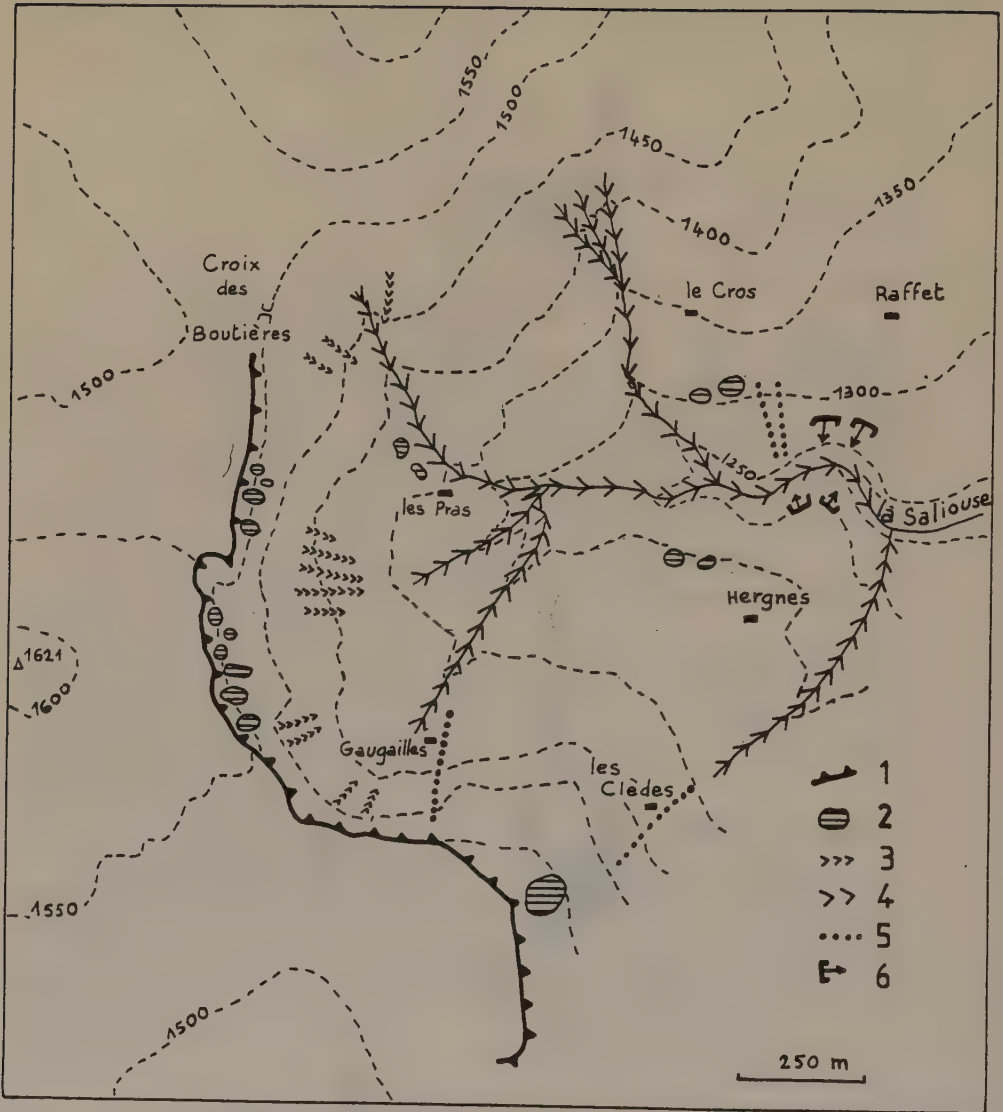


Fig. 154 : Les morphodynamiques liées aux précipitations du 20-21 septembre 1980 dans le "cirque" des Boutières.

1. corniche. - 2. "coup de cuiller" - 3. ravins élémentaires nouvellement créés. - 4. récurage d'anciens chenaux. - 5. "laves torrentielles" - 6. éboulement.

avons mis l'accent sur un certain nombre d'entre eux de façon à les étudier plus en détail. Bien que les deux soient souvent liés, il nous a paru préférable de séparer, dans l'exposé, les faits liés aux versants (s.s.) et ceux qui se sont déroulés dans le lit des rivières.

a/ phénomène de versants.

Il convient de traiter rapidement les phénomènes qui furent liés aux travaux publics en cours. Il est certain que si la route D 378, qui va de Borée au Gerbier, fut coupée près de Goudet, c'est en raison des travaux routiers récents qui avaient tranché selon un angle élevé (55°) la roche en place, granite et basalte, d'apparence saine en dépit d'un diaclasage élevé : c'était oublier que la roche en place était couverte, selon un contact brutal et lisse, par une couverture de formations superficielles et de sols de 0,50 à 1,50 m d'épaisseur, et que, gorgée d'eau, cette couverture a fonctionné comme un glissement en planche provoquant des ruptures dans la pelouse à l'amont, recouvrant la route et dévalant les pentes à l'aval. L'entaille vive fut elle-même emportée là où le matériel était le plus diaclaté.

Avec l'exemple du cirque des Boutières, nous pouvons relever le maximum de "plaies" : le substratum rocheux hétérogène (granite diaclaté, pyroclastites, basaltes), la pente forte (de 15 à 30°) et la forme d'ensemble à allure d'impluvium ont sans doute favorisé l'impact de l'averse. La figure 154 fait apparaître les différents types d'attaque :

- sous la corniche sommitale et dans les matériaux volcano-sédimentaires ce sont les coups de cuillers qui prennent le plus d'ampleur. L'eau s'accumule brutalement au pied de la paroi rocheuse et provoque la saturation de la mince couche de sol et de formations superficielles, ce qui conduit au franchissement de la limite de liquidité avec décollement de la couverture au contact de la roche en place encore peu pénétrée par l'eau en circulation. La forme a, au mieux, quelques centaines de mètres carrés de surface. Les matériaux sont étalés le plus souvent à l'aval, sur le versant couvert de végétation ; quelquefois, ils ont été emportés le long de petits chenaux, alimentant

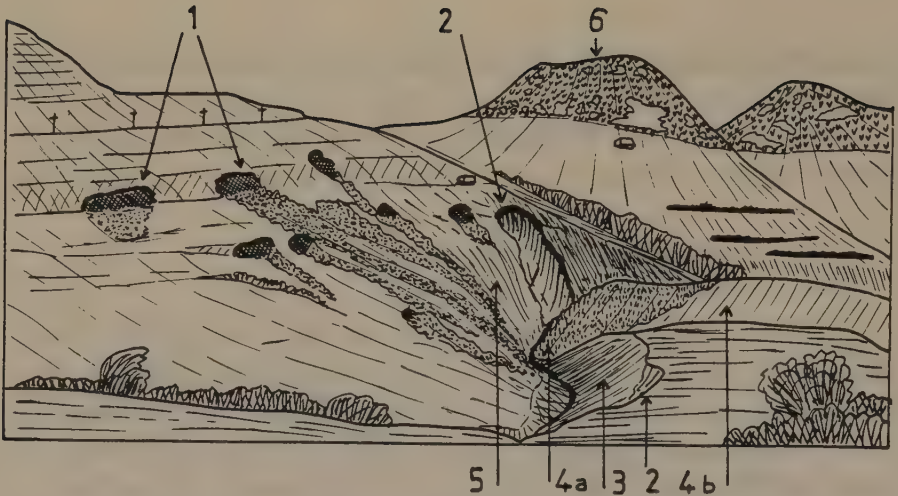


Fig. 155 : Evolution des versants dans la haute vallée de la Salouse due aux précipitations des 20-21 septembre 1980.

1. "coups de cuiller" et coulées boueuses. - 2. éboulement. - 3. entaille ravivée. - 4. ancienne entaille secondaire : a/ n'ayant pas évolué (végétation) ; b/ fortement nettoyée par ruissellement diffus. 5. secteur peu végétalisé à ruissellement diffus actif. - 6. sommet de Chabrières.

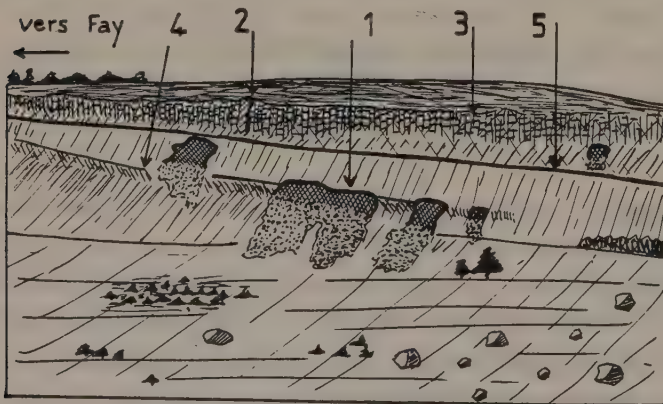


Fig. 156 : Evolution des versants près de Fay-sur-Lignon lors des précipitations des 20-21 septembre 1980.

1. "coups de cuiller" et coulées boueuses. - 2. éboulement. - 3. corniche basaltique. - 4. banquette anthropique. - 5. route.

de véritables "laves torrentielles".

- un peu plus à l'aval, de très nombreux chenaux ont été créés au milieu de la pelouse ; parallèles entre eux, ils ont quelques dizaines de centimètres de profondeur et de largeur ; ils ont été créés à partir de la moindre dépression ; la plupart ont été creusés jusque dans la roche en place, surtout lorsqu'il s'agit de roche volcanique hétérogène ; pendant quelques instants la lame d'eau écoulée a pu être 10 ou 20 fois plus large que le chenal, comme en témoignent les herbes couchées et les débris végétaux transportés. Les chenaux s'achèvent brutalement après 100 ou 150 m de cours, en un petit cône aplati, aux matériaux éparpillés ; quelques-uns ont servi de couloir à des laves torrentielles dont la compétence a pu être énorme comme en témoigne la destruction de la grange des Clèdes située sur le passage de l'une d'elles.

- à l'altitude des chenaux permanents, on assiste à d'importantes transformations : les plus petits sont entièrement récurés et leur fond recreusé ; les plus grands, comme la Saliouse, ont connu des glissements de matériaux liés au sapement du pied du versant ou de grands nettoyages liés à la fois à un processus de type coup de cuiller et à l'appel au vide provoqué par l'incision du lit (fig.155). Très souvent, la partie recreusée s'étend plus à l'amont qu'auparavant, traquant ainsi une sorte de creusement régressif. L'incision a eu lieu dès lors qu'une grande quantité d'eau a pu se concentrer sur le versant à défaut d'une possibilité d'infiltration suffisante.

En dépit de l'aspect spectaculaire de toutes ces attaques, ce n'est qu'une toute petite partie en pourcentage de la surface des versants qui a ainsi évolué, de l'ordre de 1 à 2 % ; l'essentiel est resté stable. D'anciennes cicatrices, aujourd'hui végétalisées, n'ont pas été retouchées, d'autres ont été en partie remises en cause, surtout par le ruissellement diffus ; cela tient à leur situation par rapport aux grands écoulements et à la quantité de matériaux disponibles en équilibre "précaire".

Ajoutons que, dans certains cas, les aménagements humains ont aggravé l'évolution. Beaucoup de chemins, surtout ceux en position oblique sur le versant, ont servi de chenaux et lorsqu'ils ont débordé, ont provoqué un ravinement important, totalement indépendant du système naturel.

Au Mont Mézenc, les sentiers touristiques qui conduisent au sommet ont fonctionné comme de véritables torrents et ils ont été souvent creusés en ravins de 40 à 50 cm de profondeur ; ils ont servi de chenaux de transport à des blocs décimétriques qui se sont étalés au débouché des chemins en grands cônes de déjection aplatis comme celui qui couvrait tout le parking de la Croix de Peccata. C'est pour cette raison que le village des Estables a été en partie sinistré bien que situé sur le versant à l'écart de la Gazeille ; la route et les chemins d'exploitation venant du flanc du Mézenc ont été transformés en ruisseaux dont les eaux, en convergeant vers le village, ont provoqué des dégâts considérables : inondations, éventrations des chaussées.

Le rôle des aménagements humains se retrouve en d'autres secteurs : à Fay-sur-Lignon, les "coups de cuiller" et les glissements en planche qui affectent le versant au Sud-Ouest du village sont dus à la conjonction de deux phénomènes (fig. 156) :

- apports d'eau excessifs provoqués par la présence de chemins, de fossés ou de rigoles qui canalisent l'écoulement.
- présence d'accumulations, sous formes de colluvions liées à l'érosion agricole reposant par une surface lisse sur la roche en place.

Ainsi, certaines modifications anthropiques qui, dans un premier temps, sont capables de stabiliser un versant comme nous le verrons plus loin dans le cours de l'exposé, peuvent au contraire, lors du dépassement de certains seuils d'intensité d'averse, accentuer les morphodynamiques naturelles. Il en va ainsi des banquettes d'accumulation agricoles, qui après saturation de leur matériaux, se sont décollées au niveau de la roche en place, lisse et peu perméable (fig. 157). Le front de la banquette a subi un arrachement et son matériel a été dispersé en avant de la cicatrice sous forme d'une coulée boueuse dont il ne reste après "vidange" que deux trainées de matériaux allongées dans le sens de la pente. Nous avons même vu plusieurs murets, calant des banquettes anthropiques, ne pas résister à la pression des matériaux retenus à l'amont et s'effondrer, en étalant leurs matériaux sur la parcelle située à l'aval.

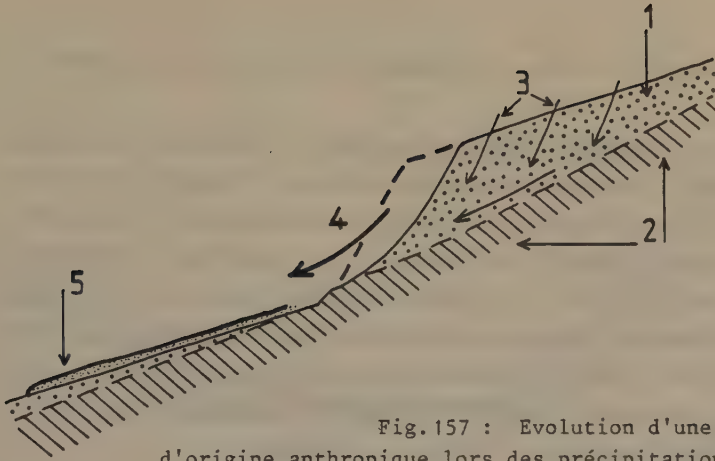


Fig.157 : Evolution d'une banquette d'origine anthropique lors des précipitations des 20-21 septembre 1980.

1. accumulation d'origine agricole. - 2. roche en place saine et peu perméable. - 3. circulation d'eau. - 4. arrachement des matériaux. - 5. étalement des matériaux par la coulée boueuse.

Plus difficile à expliquer est l'éboulement qui s'est produit dans la masse de la corniche basaltique : la violence des filets d'eau a descellé les blocs en entraînant la matière fine et altérée qui garnissait les joints.

b/ phénomènes de lit de rivière.

L'aspect le plus spectaculaire, le plus perturbant pour la vie quotidienne des habitants a été le nombre de ponts ou ponceaux emportés par les flots (1), en particulier le long de la Gazeille.

Plus intéressantes sont, pour nous, les transformations opérées au sein même du lit ou sur les berges. Prenons l'exemple de la Gazeille qui a connu partout des modifications importantes, des Estables au Pont

(1) voir "l'Eveil de la Haute-Loire", numéros datés 22-23 septembre et 24 septembre 1980.

de Rouchas près du Monastier. Plusieurs types d'évolution peuvent être notés :

- dans les secteurs à méandres marqués, l'évolution des berges est remarquable : sapement en rive concave avec éboulement des matériaux, et l'on a pu observer des reculs du versant de 2 à 4 m comme par exemple, près du Moulin de Couderc, où la dynamique a affecté à la fois un remblai frais et la roche en place ; important alluvionnement en rive convexe, avec une disposition typée comprenant un cordon de gros blocs et de troncs d'arbres près du chenal, en arrière une épaisse plage de sables grossiers et, tout à l'extérieur, un mince revêtement de sables fins, de limons et d'argiles.

- dans les secteurs rectilignes et étroits, le fond du lit a été complètement nettoyé avec enlèvement total des anciennes alluvions et léger creusement du lit ; ce creusement s'opère d'une façon différentielle selon l'état de la roche : les parties diaclasées donnent des marmites profondes tandis que les secteurs à diaclases larges subsistent provoquant une circulation en cascadelles.

Latéralement, le sapement du pied des versants raides a provoqué de petits éboulements, les plus évolués correspondant à la superposition brèche volcanique sur basalte prismé, comme à l'aval du lieu-dit les Moulins, près des Estables (sur la Gazeille) : on peut même voir localement un petit tablier de blocs anciennement suspendu sur le versant qui a brutalement glissé jusque dans les flots de la rivière.

A l'inverse, là où une petite plaine alluviale se glissait entre le versant et la rivière, les anciens matériaux alluviaux ont été en partie évacués par le sapement latéral et un plancher rocheux parfaitement nu est maintenant mis à jour ; dans ce cas, le "lit" de la rivière a pu doubler en largeur mais l'écoulement se fait toujours dans l'ancien lit mineur situé légèrement en contrebas (fig.158 a).

- dans les secteurs élargis de la vallée, l'ancienne plaine alluviale peut être recouverte par des blocs et des sables sur une largeur équivalente à deux ou trois fois le lit mineur. Cet alluvionnement a fréquemment été précédé par un sapement latéral, ce qui explique qu'il soit contenu à l'intérieur de petites berges vives (fig.158 b). Dans les

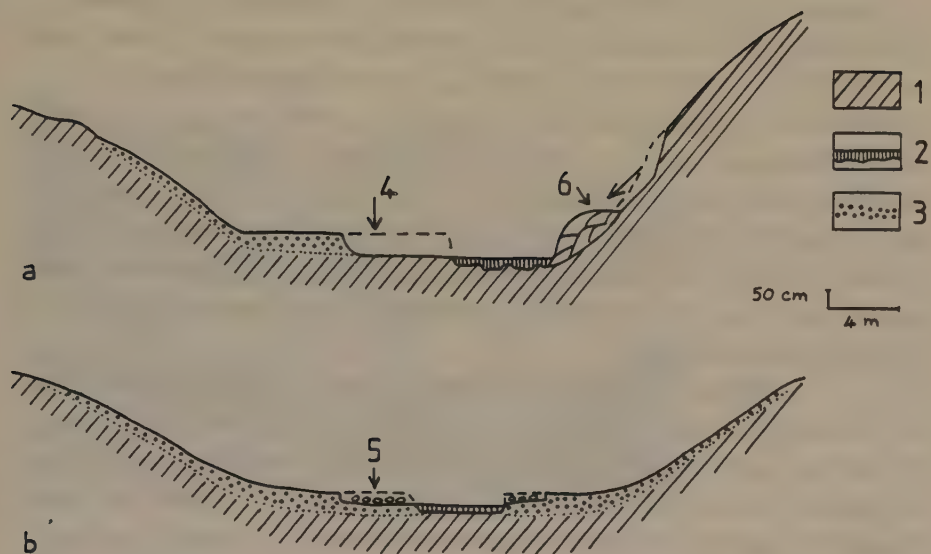


Fig.158 : Evolution des formes du lit de la Gazeille lors de la crue du 21 septembre 1980. a - profil en travers dans un secteur étroit et dissymétrique. b - profil en travers dans un secteur ouvert, symétrique et à plaine alluviale.

- 1. roche en place. - 2. lit mineur actuel. - 3. colluvions et alluvions.
- 4. sapement de la plaine alluviale avec mise à nu de la roche en place. -
- 5. plaine alluviale détruite puis recouverte par un alluvionnement grossier.
- 6. éboulement.

secteurs encore plus larges, les eaux ont pu s'étaler et l'évolution morphologique est extrêmement faible : quelques petits affaissements de berge et un faible alluvionnement de matériel fin.

c/ fourniture de matériaux solides aux rivières et tentative de quantification.

L'évolution des versants et celle des lits proprement dit ne peuvent pas être séparées. Nous avons vu comment le sapement des berges à la base a provoqué de nombreux éboulements. Il faut ajouter à cela, la fourniture aux rivières de matériaux solides par de nombreuses coulées boueuses qui ont affecté les versants : certes, dans de nombreux cas, les matériaux sont restés étalés dans la partie supérieure des versants, mais, lorsque les "coups de cuiller" ont affecté la partie inférieure de la pente, les matériaux ont atteint le chenal principal qu'ils ont contribué à grossir. Cela se voit en plusieurs endroits sur la Gazeille supérieure, face à Besseyrole Haute (fig. 159), par exemple.

Le versant, modifié par érosion agricole, a connu côte à côte, en rive gauche, la plus pentue, plusieurs phénomènes susceptibles de fournir des quantités considérables de matériaux solides à la rivière : à l'amont, un petit vallon sec a fonctionné avec creusement d'un petit chenal vif sans doute favorisé par les apports d'eau grossis par la présence d'un chemin devenu collecteur ; au centre un petit "coup de cuiller" affecte une banquette anthropique et la coulée boueuse qui s'en échappe a atteint le lit de la rivière ; à l'aval, un glissement à mi-hauteur du talus a mis en marche une grande quantité de matériaux sous forme d'une "langue" dont l'extrémité a été tronquée par les flots. On devine ainsi comment la rivière a progressivement acquis une charge solide énorme, ce qui lui a donné une compétence démesurée et l'on ne doit plus s'étonner du nombre d'arbres arrachés, des ponts emportés et de la profonde action de remodelage des berges.

Pour avoir une idée de ce transport occasionnel de matériaux, nous avons tenté un calcul pour un tout petit bassin-versant élémentaire, celui des sources de la Rimande, situé sur le flanc nord du Mont Mézenc, près de Chaudeyrolles. La situation est favorable pour un tel calcul dans la mesure où la route qui joint Chantemerle à Darbon et qui coupe perpendiculairement le bassin-versant a servi de piège aux matériaux. Certes, une partie a pu s'échapper par-dessus cette digue occasionnelle et nos calculs doivent s'entendre par défaut, mais ils conservent véritablement une valeur approchée.

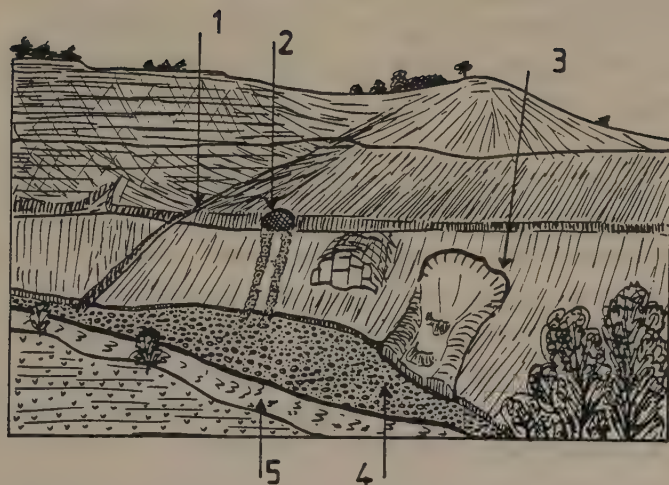


Fig. 159 : Evolution des versants dans la vallée de la Gazeille, face à Besseyrole Haute, lors des précipitations du 21 septembre 1980.

1. ravinement au fond d'un vallon sec suspendu. - 2. "coup de cuiller" et coulée boueuse. - 3. glissement de terrain (l'extrémité de la langue de matériaux a été tronquée). - 4. ancienne plaine alluviale récurée puis recouverte d'alluvions récentes. - 5. lit mineur.

Le bassin-versant, qui s'étend entre 1200 et 1500 m, uniquement sur basalte, a une superficie de l'ordre de 360 000 m² et le volume de matériaux bloqués par la route est voisin de 2 000 m³ (épaisseur moyenne de 30 cm pour une superficie de 6 700 m²). On peut ainsi estimer que la tranche enlevée par cet épisode érosif sur l'ensemble du bassin-versant a été en moyenne de 5,5 mm. Bien sûr, de larges secteurs en pelouse n'ont pas été touchés ou l'ont été simplement sous forme de petits "coups de cuiller", tandis que l'axe du talweg était approfondi et élargi et que des blocs, non retenus dans le calcul, de 40 cm de grand axe, ont été déplacés sur plusieurs dizaines de mètres. Une telle valeur peut apparaître surprenante mais nous ne devons pas oublier qu'elle représente un épisode de fonctionnement exceptionnel, au moins de période centennale... peut-être millénaire. Dans ce dernier cas, l'Holocène aurait connu, ici, par ruissellement, l'enlèvement d'une tranche de matériaux de l'ordre de 5 cm d'épaisseur. Il est bien évident qu'aucune extrapolation ne peut être faite à l'échelle du bassin-versant de la Rimande, encore moins à celle de la région.

Si l'on veut retenir quelques conclusions, on peut noter que si les pluies des 20 et 21 septembre 1980 ont provoqué de faibles modifications sur les versants : "coups de cuiller", coulées boueuses, glissements de terrain, leur action n'a été réellement efficace qu'au niveau des lits des rivières. La brutale montée des eaux accompagnée par l'arrivée d'une charge solide considérable fournie par les versants a provoqué, là où jusqu'alors un chenal unique suffisait à l'écoulement, la création de nombreux chenaux anastomosés ("braided river") ; ces "rivières tressées" ont évolué par sapement latéral, avec éboulement des berges et destruction des petites plaines alluviales édifiées antérieurement ; comme cela est fréquent avec ce type de lits fluviaux, il y a eu surtout entraînement lointain de matériaux et, en de rares secteurs, alluvionnement avec des matériaux grossiers et mal triés. Seuls les secteurs à pente faible, en général vers l'aval, n'ont pas connu ce type d'évolution : un écoulement unique a tout recouvert, laissant à son départ un épandage irrégulier de matériel fin.

À la réflexion, il semble qu'il y ait antinomie de fonctionnement entre une rivière à chenaux tressés et la fabrication des

petites plaines alluviales au matériel trié, parcourues par une rivière à méandres. Comme ces plaines alluviales sont le trait ultime du façonnement des talwegs et qu'elles intègrent sans doute la plus grande partie de l'Holocène, on a là un argument supplémentaire pour penser qu'une crise comme celle du 21 septembre est exceptionnelle, non plus de l'ordre du siècle mais peut-être millénaire. Il faut aussi prendre en compte un certain abandon dans l'aménagement des versants ce qui a pu favoriser le départ des matériaux sur les pentes et leur arrivée au talweg. Un tel phénomène en augmentant la charge solide, a considérablement accru la compétence des rivières et sans doute les dégâts; ce qui peut expliquer une dynamique fluviale différente de celle de l'Holocène.

Par les modifications qu'elle apporte aux chenaux des rivières, la crue exceptionnelle du 21 septembre 1980 nous incite à nous méfier des modèles que l'on dit figés. La notion de crise morphogénique n'est pas un vain mot même dans un environnement apparent de biostasie.

CONCLUSION

Parmi les divers processus morphodynamiques, la part de l'eau semble importante dans une région de moyenne montagne comme le Massif Central. L'action du ruissellement, surtout concentré, se fait sentir dans les massifs du Sud-Est où elle peut être exceptionnellement très active (crue du 21 septembre 1980). Une grande quantité d'eau est aussi disponible pour favoriser les mouvements de type solifluxion ou coulées boueuses mais la part de ces mouvements dans l'évolution des versants étudiés reste faible dans la mesure où c'est essentiellement l'étage forestier (au sens biogéographique) qui est affecté. Notons enfin que l'eau intervient dans le déclenchement des chutes de masses rocheuses, éboulements et glissements de terrain, mais les conditions qui guident la localisation de ces phénomènes sont surtout structurales.

CHAPITRE IV - LA REPARTITION ACTUELLE DE LA VEGETATION ET SES RAPPORTS AVEC L'ENVIRONNEMENT GEOGRAPHIQUE.

Il nous a paru utile de faire un bref rappel sur la mise en place de la végétation depuis le Tardiglaciaire et les caractères de sa répartition actuelle dans la mesure où certains de ses traits interfèrent avec les dynamiques que nous pouvons observer.

A- Histoire de la reconquête végétale depuis le Tardiglaciaire.

Après les travaux pionniers de G. Lemée et de G. et C. Dubois, c'est à J.L. de Beaulieu (1969, 1976 et 1979) que nous devons les synthèses les plus récentes. Le premier réchauffement tardiglaciaire se marque par des buissons de *Juniperus* et de *Salix*, suivis à l'Allerød par *Betula alba* et par *Pinus cf. silvestris*. "Il convient de noter que, contrairement à ce que l'on observe dans le domaine alpin, le recul des "steppes" et pelouses héritées du Würm a lieu très progressivement durant tout le Tardiglaciaire et que celles-ci pourront même subsister, dans l'Aubrac par exemple, jusqu'à la fin du Préboréal" (J. L. de Beaulieu).

Au Préboréal, la forêt s'est installée, dominée par *Pinus* et *Betula*. Avec le Boréal, on assiste à l'extension rapide de *Corylus* tandis que la chênaie fait son apparition. A l'Atlantique, la chênaie mixte connaît son apogée ; elle s'enrichit souvent en *Tilia*. Au Subboréal, cette chênaie mixte est remplacée selon les milieux par la sapinière, la hêtraie ou la hêtraie-sapinière : dans les Cévennes les forêts de *Fagus* s'installent dans leur aire actuelle entre 5000 et 4500 B.P. ; dans les Monts Dore l'extension d'*Abies* est datée de 4735 $\pm$ 100 BP (G. Lang et W. Trautmann, 1961). Enfin, le Subatlantique montre une évolution du manteau végétal conditionnée par le rôle de l'homme (défrichements, cultures).

Des travaux récents ont complété région par région cette première approche. J. de Beaulieu et A. Pons, 1979, ont insisté sur l'histoire de l'action humaine dans les limites du Parc National des Cévennes : après un premier défrichement d'âge calcolithique (surtout pâturages) l'extension véritable de la déforestation, en liaison avec le développement de domaines agricoles, est centrée autour du début de l'ère chrétienne (période de la Narbonnaise à l'Aigoual ; III et IV è siècle au Mont Lozère) ; la fin de l'Empire romain se traduit par une régénération forestière tandis que les déforestations reprennent dès le haut Moyen Age (IX è - X è siècles). Dans le Cantal, M. Reille et J.L. de Beaulieu (1981) ont retracé toute l'histoire de la végétation de la planèze de Saint-Flour depuis le Würm jusqu'à nos jours.

Pour notre part, nous avons conduit des travaux en Limousin de façon à montrer le comportement de cette région qui sert de transition avec les plaines voisines de la France du Nord-Ouest (M. Denèfle, B. Valadas, A. Vilks et G. Lintz, 1980) (1). L'étude palynologique de 7 tourbières, complétée par des données botaniques, préhistoriques et des datations au ^{14}C a montré qu'il était possible d'opposer les tourbières d'altitude (plus de 800 m dans la Montagne Limousine) dont les racines remontent jusqu'au Boréal, et les tourbières de basse altitude (plateaux limousins), de taille plus réduite, que l'on doit toujours mettre en rapport avec le développement de l'activité humaine. Beaucoup de traits rattachent les tourbières de la Montagne Limousine au reste du Massif Central bien que l'on y relève l'absence de résineux, en dehors de *Pinus*. Cependant, d'autres caractères les rapprochent des plaines voisines (relative faiblesse en pourcentage de *Fagus*, présence de *Pinus pinaster* dans les Monts de Blond). Le diagramme le plus représentatif de la Montagne est celui de Longeyroux (fig. 160).

(1) Nos remerciements les plus chaleureux et cordiaux s'adressent à M. Denèfle, palynologue au LA 141, sans la collaboration de qui ces travaux n'auraient pu être menés à bien.

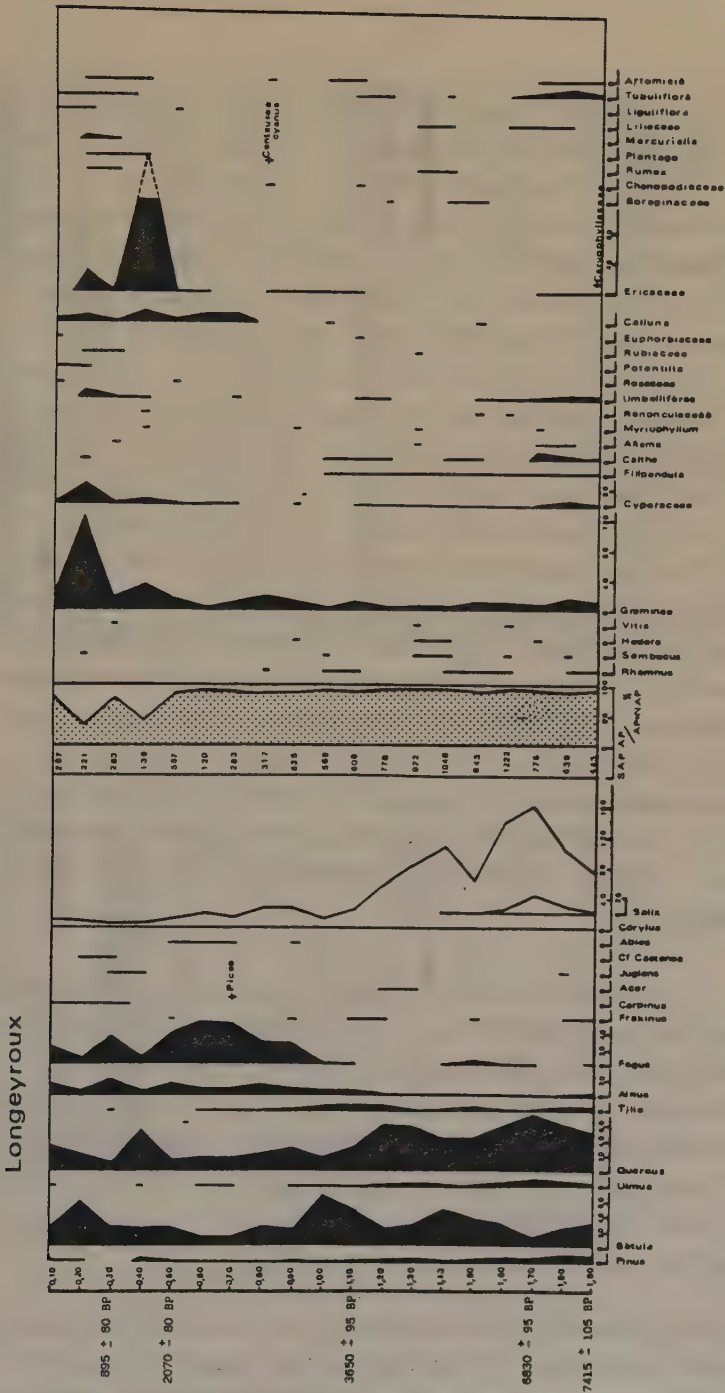
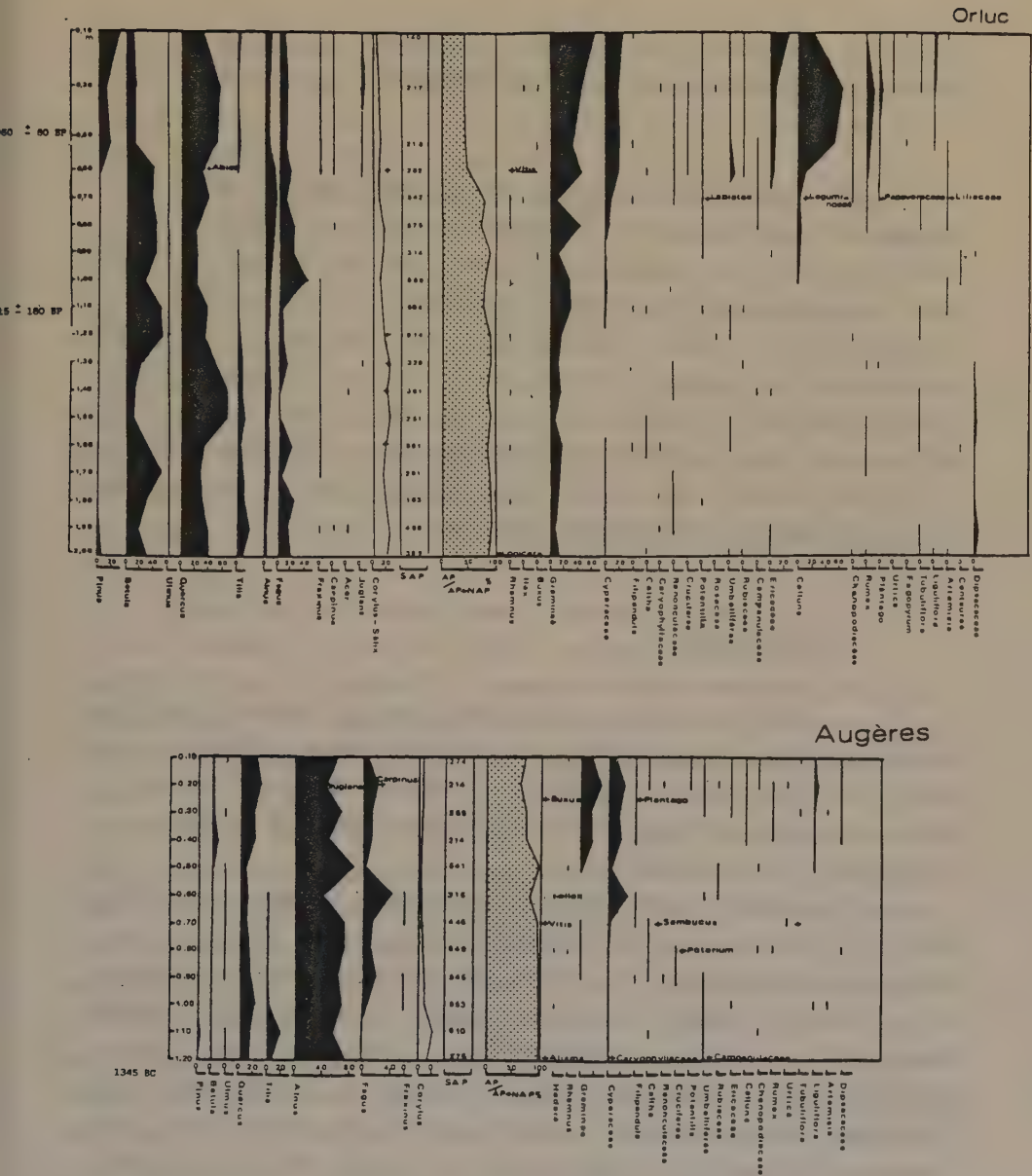


Fig. 160 - Diagramme pollinique de la tourbière de Longeyroux, d'après M. Denèfle, B. Valadas, A. Vilks et G. Lintz (1980).

La présence humaine apparaît dès le Subboréal d'une façon d'abord ténue (simples pâturages), puis d'une façon plus marquée pour l'Age du Fer et surtout l'époque gallo-romaine. Elle se traduit par le développement de landes (*Calluna*, *Ericaceae*) et de quelques Graminées. Cependant, ce n'est qu'avec l'occupation médiévale que ces dernières prennent de l'importance accompagnées par de nombreuses messicoles. Ces faits apparaissent avec netteté sur la fig. 161.

Une étude concomitante menée sur les variations isotopiques de l'oxygène de la matière organique de la tourbe dans les stations de Longéroux (Montagne Limousine) et de La Cousteix (Artense) a pu éclairer d'une façon qualitative les variations climatiques établies pour les différents stades repérés grâce à la palynologie (Ph. Gégout, 1982). Dans la mesure où le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ reflète les conditions du milieu (humidité relative, température) et se conserve constant dans les paléoformations, il peut servir de marqueur paléoclimatique intéressant. Ph. Gégout a pu ainsi mettre en évidence, par rapport aux données actuelles les phases à conditions climatiques meilleures ou au contraire moins bonnes. De bonnes corrélations semblent se dégager avec la période des défrichements médiévaux favorisée climatiquement, ainsi qu'avec la vague d'occupation gallo-romaine (II^e, III^e siècles de notre ère) tandis que pour les périodes les plus anciennes des incertitudes demeurent.

A l'échelle de tout le Massif Central, la reconquête végétale depuis le Tardiglaciaire montre des grands traits communs, en dépit de certaines variations régionales entre le Mont Lozère et le Limousin. Le phénomène le plus important pour la compréhension des géodynamiques actuelles est sans contestation possible l'intervention de l'homme, sans doute effective partout dès le début du Subboréal. Il faut impérativement tenir compte de cette action pour comprendre beaucoup d'aspects des limites géographiques actuelles.



B- Les principales associations végétales

Les hautes terres du Massif Central appartiennent dans leur ensemble à la série du Hêtre, caractérisant un étage montagnard. Cet étage fait place vers le bas à différents types de chênaies ou à des formations mixtes et vers le haut, localement à la lande ou à la pelouse subalpine. Le Massif Central est en fait une région très déboisée qui avant les plantations récentes, ne comptait pas plus de 11 % de superficie boisée (S. Derruau-Boniol et A. Fel, 1963). Il faut donc, tout en rappelant la nature des séries, insister sur l'aspect actuel des formations végétales dont les limites, la composition et la physionomie doivent beaucoup à l'intervention humaine.

1- La hêtraie

Avec ses variantes, la hêtraie occupe l'espace d'une façon presque continue des hauteurs du Limousin aux sommets cévenols, créant ainsi une réelle unité floristique à l'intérieur du Massif Central. Seules quelques vallées profondes couvertes de chênaies introduisent des coupures entre les massifs.

D'une manière générale, l'étage du hêtre s'étale entre 6-700 m pour les points les plus bas (dans le Nord-Ouest) et 1600 m sur les principaux sommets, mais les limites sont variables selon les massifs. Dans l'ensemble montagneux Monts Dore-Cantal, les limites inférieures sont à 700 m à l'Ouest et vers 900-1000 m à l'Est et au Sud ; les limites supérieures vers 1500-1600 m. En fait, le plus souvent, seul le cortège floristique subsiste car la forêt a été détruite sur tous les espaces plans et n'occupe plus que les versants les plus raides dans le Nord du Cantal et dans les vallées périphériques des Monts Dore et du Cézallier ; les planèzes du Cantal ou des Monts Dore, les tables basaltiques du Cézallier sont de vastes espaces d'herbe rase à l'infini.

En Margeride, la hêtraie ne descend guère en-dessous de 1200 m et même 1300 m au Sud. Au Mézenc, où elle atteint 1600 m, elle s'abaisse à 600 m en ubac et 1000 m en adret ; au Mont Lozère, les limites sont de 800 m en ubac et de 1200 m aux adrets.

Le Hêtre est accompagné de plantes caractéristiques comme l'Alisier blanc, le Sorbier des Oiseleurs, le Sureau rouge, les Epilobes (*Epilobium montanum* et *Epilobium spicatum*). Dans les milieux les plus humides et les plus froids, les Sapins ou des mélanges Hêtre-Sapin prennent la place de la hêtraie. C'est le cas dans les Forêts de Bauzon et de Mazan en Ardèche, dans le Nord de la Forêt de Margeride, la Forêt de Murat et du Falgoux (Cantal), la vallée de la Rhue et divers secteurs des Monts Dore. Dans ce cas le cortège est le même que celui de la hêtraie avec une grande luxuriance. Le plus souvent, cette formation qui a été développée par l'homme se situe entre 1100 et 1400 m.

Défrichée, la hêtraie laisse la place à des pelouses à *Nardus stricta*, *Deschampsia flexuosa*, *Festuca rubra*, *Gentiana lutea*, ... (Cantal) parfois à *Brachypodium pinnatum*, *Dianthus monspessulanus* sur les versants sud (Monts Dore) ou à *Nardus stricta*, *Festuca duriuscola*, *Thymus serpyllum* et *Hieracium pilosella* (petits massifs du Sud-Est).

Vers le haut, la hêtraie laisse la place à une lande. Il s'agit d'une lande où la *Callune* est souvent dominante associée aux Framboisiers, à la grande Gentiane, à *Festuca rubra*, à *Nardus stricta*, *Genista pilosa*, *Genista sagittalis*, *Potentilla tormentilla* et *Thymus serpyllum*. Sur les versants frais et en ubac, il y a moins de *Callune* : c'est alors le domaine des airelles (*Vaccinium Myrtillus* et *Vaccinium uliginosum*) avec *Alchemilla alpina* et *Gentiana lutea* et dans les endroits les plus humides, *Genista anglica* et *Salix repens*. Sur les adrets bien ensolleillés, *Genista purgans* devient dominant. Sur les versants les plus raides, mal protégés par la neige, la *Callune* plus rare est remplacée par *Festuca spadicea*, *Calamagrostis arundinacea*, *Lilium martagon*. Vers le haut, *Arnica montana* et *Trifolium montanum* prennent de l'importance. La nardaie existe fréquemment : lorsqu'elle est située dans l'étage montagnard, elle est déterminée "par la conduite du troupeau" (P. Loiseau, 1977) ; selon Quezel et Rioux (1954), la Nardaie cantalienne

située vers 1450 m est une formation secondaire provenant d'une formation forestière par l'intermédiaire d'une lande à airelles et à grande gentiane.

Situées en mosaïque avec des secteurs boisés, et ne possédant pas d'espèces subalpines, ces landes posent le problème de leur origine. Sont-elles naturelles ou liées au déboisement ? Des auteurs comme J. Carles, sans nier l'influence de l'homme, ont insisté sur "l'influence néfaste du vent" et ont employé le terme d'étage "pseudo-alpin" pour désigner ces milieux. Pour J. Carles (1956) cet étage "n'est en réalité que le résultat de l'appauvrissement par le vent de l'étage du Hêtre-Sapin dont il est difficile de le séparer floristiquement". Certes, l'effet du vent à ces altitudes est considérable et les phénomènes d'anémomorphose qui frappent la hêtraie sont fréquents, mais il est indiscutable que l'homme a défriché la lisière supérieure de la forêt favorisant la création des landes. Pour en être convaincu, il suffit d'observer dans les secteurs aujourd'hui non pâturés la croissance d'essences arbustives pionnières comme les Sorbiers, Ali-siers, ou Pins à crochets dans les massifs du Sud.

Dans les secteurs les plus secs et les plus ensoleillés du Massif Central, à l'étage de la hêtraie, le Hêtre est remplacé par le Pin sylvestre. Parfois, comme à l'Ouest de l'Aubrac ou dans le Nord du Cantal, des boisements mixtes Hêtres-Pins sylvestres mélangés, peuvent exister, mais le plus souvent le Pin est exclusif comme dans la vaste région comprise entre Margeride, Tanargue et Velay oriental. On a parlé d'une véritable "série" du Pin sylvestre installée dans les milieux secs entre la série du Hêtre et celle du Chêne. S'agit-il d'une série véritable au sens des botanistes ? J. Carles fait du Pin sylvestre un "étage naturel". Certes, le Pin est dans le Massif Central une essence spontanée : on le trouve dans de nombreuses analyses polliniques remontant au Tardiglaciaire et une "race" spéciale le "Pin d'Auvergne" a même pu se développer. Mais ici, le pin occupe à la fois la base de l'étage du Hêtre et le sommet de la série du Chêne; les sous-bois sont, suivant les différentes altitudes, les cortèges de ces deux séries (Sorbier, Framboisier, Genista pilosa et jeunes Hêtres au-dessus de 1000 m). Ce n'est certainement pas la formation climax. Le pin pousse vite et se régénère spontanément dans l'étage

de la hêtraie dans les milieux climatiques et édaphiques très favorables. Il a été développé par l'homme surtout au XIX^e siècle pour les besoins du chauffage parce que sa pousse rapide permettait d'avoir facilement du petit bois, surtout des fagots obtenus par ébranchage. L'homme l'a donc favorisé au détriment du Hêtre. L'homme a favorisé aussi cette essence d'une façon indirecte: sur les versants granitiques râpés par l'érosion anthropique, le Pin s'est trouvé le seul arbre capable de pousser sur des sols squelettiques, voire sur l'arène en place. Sa présence en boisements serrés ne permettant pas toujours une couverture végétale fermée au sol contribue à la poursuite de l'érosion et ainsi au maintien de conditions favorables au Pin. La plupart des pinèdes du coeur du Massif Central peuvent être interprétées comme un stade de dégradation de la Hêtraie. Sans l'influence de l'homme le Pin ne formerait pas de peuplements aussi homogènes. S'il est adapté à la sécheresse et à l'extrême médiocrité des sols, il l'est moins à la neige comme en témoignent les destructions survenues dans les pinèdes à Noël 1978. Ce jour là, dans toute la Lozère, en quelques heures, une forte chute de neige, molle et collante, suivie d'un gel créant des manchons énormes et lourds sur les sommets des Pins conduisit à la rupture de la tête des arbres provoquant la destruction de 70 % au moins des pinèdes du département, véritable désastre économique. L'Office des Forêts fut contraint de couper à blanc de nombreuses forêts, entre autres la Forêt domaniale d'Orcières sur le flanc nord du Mont Lozère. Il faut noter qu'à cette occasion les Hêtres situés dans les mêmes milieux, mêlés aux Pins ne furent pas affectés. Faut-il voir là une meilleure adaptation du Hêtre aux conditions de fort enneigement !

Dans les endroits les plus favorisés sur le plan des sols et un peu plus humides, à la pinède se mêlent de jeunes Hêtres, parfois des Sapins et la formation végétale initiale reprend ses droits. Il semble que la Pinède doive seulement être conservée dans les milieux les plus dégradés où le Hêtre ne pourrait reprendre seul aujourd'hui. La présence du Pin peut permettre la reconstitution d'un sol et, à partir de ce moment là, la hêtraie pourra s'installer à nouveau.

3- Les landes et pelouses subalpines

Au-dessus de l'étage de la hêtraie s'étend l'étage des Landes et des pelouses subalpines véritables. Le contact avec la forêt se fait soit par une forêt de Hêtres accompagnés de Bouleaux, Sorbiers, Alisiers, en général rabougris, couchés et cassés par le vent, soit par la lande pseudo-alpine plus ou moins arbustive que nous venons de décrire.

Les landes sont surtout composées à partir de *Callune* à laquelle se mêlent des aireselles (*Vaccinium myrtillum* et *Vaccinium uliginosum*) plus abondantes en versants nord, frais et humides. Elles sont accompagnées de *Cerastium alpinum*, *Dryas*, *Rosa alpina*, *Salix phylicifolia*, *Salix hastata*, *Luzula spicata*, *Avena versicolor*, *Lycopodium alpinum* et selago, *Cetraria islandica*. Sur les versants ensoleillés très rocaillieux, comme dans le cas de nombreux éboulis, la dominante est donnée par le genévrier nain (*Juniperus nana*). Le Pin à crochets a existé autrefois un peu partout dans cet étage comme en témoignent les analyses polliniques. Aujourd'hui, il ne subsiste plus qu'au Mont Lozère, au Sud du Mézenc et près de quelques tourbières comme au Bois de Barthe au pied des Monts Dore où un peuplement atteint 2 ha, ainsi qu'en individus isolés dans le Massif du Cantal.

Au-dessus des secteurs en lande subalpine et parfois en mosaïque s'étendent des éléments de pelouse où l'on retrouve *Trifolium alpinum*, *Plantago alpina*, *Anemona alpina*, *Gentiana verna*, *Euphrasia minima*, *Potentilla*, *Festuca spadicea* (surtout au Sud) et *Avena pubescens* et *versicolor*, parfois *Deschampsia flexuosa* en sols profonds. Dans les endroits humides des combes à neige, avec des pseudo-tourbières, on peut relever *Salix Lapponum* (Plomb), *Caltha minor*, *Bartschia alpina*, *Viola palustris*, *Epilobium alsinifolium*. Ces plantes alpines trouvent leur origine dans les massifs montagneux voisins des Alpes ou des Pyrénées, mais certaines sont des arctico-alpines demeurées en place depuis la dernière période froide. C'est le cas entre autres, de *Salix Lapponum* (Plomb du Cantal), de *Betula nana* en Margeride, de *Saxifraga androsacea*, *Saxifraga oppositifolia*. Parfois, il existe quelques endémiques comme *Saxifraga lamottei*, *Alchemilla basaltica*

ou *Senecio leucophyllus* sur les éboulis du Mont Mézenc.

Cet étage subalpin n'occupe qu'une place limitée sur la carte du Massif Central. Il s'étend sur quatre ensembles correspondant aux principaux sommets, Monts Dore, Cantal, Mont Lozère, Mézenc. Le plus souvent comme au Mézenc et dans le Cantal, ces ensembles sont divisés en plusieurs éléments séparés par de vastes espaces forestiers ou des pâturages, ce qui réduit leurs dimensions à de petites unités. Le passage d'une formation végétale à l'autre, tant latéralement que verticalement, se fait tantôt brutalement, tantôt en nuances fines ; la répartition prend l'allure d'une mosaïque dont les éléments s'imbriquent en fonction des topoclimats et de l'intervention humaine. Ce sont souvent plus à des phénomènes de "lisière forestière" qu'à un véritable étagement que nous avons affaire.

Pourtant, l'étagement existe, au moins dans les deux grands massifs que nous avons étudiés (Cantal, Mont Lozère) et les caractères de cet étagement apparaîtront progressivement lorsque nous préciserons les morphodynamiques actuelles. On peut reprendre ici la distinction établie à propos des montagnes méditerranéennes par R. Raynal (1981) lequel distingue deux parties dans l'étage supraforestier (1) : un sous-étage inférieur où la "végétation herbacée relativement dense, tendant localement au couvert continu, freine les déplacements de particules rocheuses qui proviennent du creep et de la solifluxion en milieu cryonival" et un sous-étage supérieur où dominent les "nappes de matériel détritique produites par la gélivation des roches", et où "le tapis végétal se réduit à des touffes dispersées, voire isolées, de plantes herbacées ou micro-herbacées". Dès à présent, nous pouvons affirmer que la presque totalité des sommets du Massif Central sont à ranger dans la partie inférieure de l'étage supraforestier, celle qui bénéficie partout d'un bon couvert végétal même si de notables différences existent dans la densité du peuplement entre le Cantal et le Mont Lozère. Les milieux

(1) : Tout comme G. Soutadé et les animateurs du Colloque de Perpignan sur la limite supérieure de la forêt, nous avons préféré, pour le présent travail, les termes généraux milieux forestiers-milieux supraforestiers à ceux de montagnards, subalpins, alpins, en ce sens qu'ils correspondent à la limite la plus directement visible par tous dans le paysage. Il conviendra ensuite d'en préciser le sens, notamment par l'étude des morphodynamiques qui les affectent.

où le minéral l'emporte sont peu étendus et leur localisation correspond à des conditions morphostructurales spécifiques comme les pointements phonolitiques du Velay et du Cantal ; ils ne font que mimer ponctuellement les traits d'un sous-étage supraforestier supérieur sans en avoir ni l'étendue, ni les aspects fonctionnels.

Une étude de la végétation fait apparaître l'importance de la couverture végétale, cela quelle que soit la région de notre étude. Partout, sauf dans les parties les plus hautes, la croissance des végétaux est rapide et les versants sont spontanément couverts et protégés et l'on pourrait penser que la végétation est un facteur très limitant pour les morphodynamiques actuelles. Il n'en est rien dans la mesure où l'homme est intervenu, dégradant partiellement, ou détruisant complètement cette couverture végétale, au hasard de ses besoins.

CONCLUSION

En rappelant les principaux processus actuels d'érosion et le cadre bioclimatique, nous avons voulu cerner les grands paramètres écologiques qui régissent les morphodynamiques actuelles dans le Massif Central français. Nous avons été conduit, dans un premier temps, à les présenter séparément pour la commodité de l'exposé. En fait, il est bien certain que leurs actions se déroulent toujours en relations, en interrelations ou en interactions, à la fois dans le temps et dans l'espace : c'est ainsi que les congères longitudinales s'installent dans les ravins préparés par le ruissellement concentré, que le gel et les eaux courantes interviennent préférentiellement sur les espaces débarrassés de leur végétation par la présence tardive de la neige, etc... Aussi, avons-nous fait suivre cette présentation générale d'une analyse régionale où sont exposées les morphodynamiques dans leur environnement spatial.

Chacun des paramètres évoqués ici pèse d'un poids plus ou moins lourd dans le déclenchement et le déroulement des morphodynamiques. La couverture végétale présente tantôt une protection uniformément efficace et tantôt, après intervention de l'homme, une absence plus ou moins complète de pouvoir protecteur ; c'est pour ces raisons que la couverture végétale ne peut pas être considérée comme le paramètre révélateur de l'action des divers processus actifs. La neige, au contraire, en favorisant la concentration des processus autour des espaces qu'elle libère tardivement peut jouer un rôle intégrateur entre eux, ce qui explique l'intérêt que nous avons porté à la géographie de l'enneigement. L'efficacité de processus comme la cryoclastie ou le ruissellement croît avec l'altitude ; comme c'est aussi en altitude que le tapis végétal est le moins protecteur et que la neige persiste le plus longtemps, on comprend que ce soit là que l'on rencontre les principales morphodynamiques naturelles actuelles ; pour l'essentiel, l'étage affecté correspond à l'étage supraforestier.

DEUXIEME PARTIE DU LIVRE III

MODELES ET DYNAMIQUES ACTUELLES DES VERSANTS
SUPRAFORESTIERS SOUS FAIBLE INFLUENCE HUMAINE.

Cette partie traitera essentiellement des problèmes d'évolution des versants dans les secteurs peu transformés par l'homme. Dans une moyenne montagne aussi anciennement et aussi densément humanisée que le Massif Central, il est bien certain que l'homme a laissé son empreinte partout, y compris sur les plus hauts sommets (A. FEL, 1962). On peut cependant faire une différence entre les régions qui ont été intensément mises en valeur, avec recours aux labours, et celles où la présence de l'homme s'est seulement marquée par la transformation du tapis végétal et le simple parcours du bétail. Nous présenterons en premier lieu les régions où l'évolution est en grande partie le fait de processus naturels : elles correspondent grossièrement à la partie supérieure de la forêt et à l'étage supraforestier. Les dynamiques directement conditionnées par les activités anthropiques seront étudiées plus loin.

Pour présenter les morphodynamiques de l'étage supraforestier nous avons mis l'accent sur les phénomènes directement observables : décapage, entraînement des matériaux, déplacement des blocs ; les phénomènes d'altération en profondeur et d'évacuation des éléments en solution ont été volontairement laissés de côté, faute de données suffisantes.

Comme les principaux processus ont déjà été présentés isolément, l'accent sera désormais mis sur leur fonctionnement *in situ* en relation les uns avec les autres. Ainsi seront mis en évidence les systèmes morphogéniques les plus représentatifs.

CHAPITRE I - LES DYNAMIQUES ACTUELLES DANS LE MASSIF DU MONT LOZERE

Conditionnées à la fois par l'environnement climatique et par les héritages, les morphodynamiques actuelles se traduisent ponctuellement sur les versants du Mont Lozère. Pour la commodité de l'exposé, nous les avons séparées selon les étages qu'elles affectent. Les relations entre deux étages seront rappelées chaque fois qu'il y a effet de domination d'une dynamique à l'autre, mais nous verrons que le phénomène est relativement rare en raison de l'aspect très localisé de chaque dynamique, ce qui s'explique par l'altitude moyenne du Massif.

A- Les morphodynamiques actuelles des "plas" sommitaux.

Nous avons vu dans la première partie de cet ouvrage que le Mont Lozère présentait sur son échine sommitale une série de petits éléments plans : Roc des Laubies, Roc de Serviès, Signal des Laubies, sommet de Finiels, Sources du Tarn et environs du Pic Cassini. Certains sont dominés par des tors, d'autres non. Bien que les altitudes s'étalent entre 1560 et 1699 m, tous ces sommets plans présentent le même type d'évolution, sauf dans l'extrême Nord-Ouest.

Sur ces petits espaces plans, la pelouse présente un aspect en "peau de panthère" : la végétation ouverte, disposée d'une façon irrégulière laisse apparaître les blocs sous-jacents ou de petits placages de sables lavés. L'impression visuelle est une sorte de "steppe" à herbe rase ne couvrant que la moitié du sol sous forme de petites touffes disposées d'une façon anarchique. Aucun sol épais ne s'est développé sur les formations superficielles hétérogènes (blocs et matrice fine) héritées des épisodes froids ; seuls quelques lambeaux d'un sol humifère, ayant au maximum 10 cm d'épaisseur subsistent çà et là. Tout se passe comme si ces secteurs étaient en cours de dégradation par enlèvement de matériaux fins. La description de détail du phénomène se lit sur la fig.162 . Là où les formations superficielles sous-jacentes sont riches en fines, la pelouse est dominée par *Alchemilla alpina* qui pousse en plaques arrondies séparées les unes des autres ; entre les lambeaux de sol qui portent quelques touffes de Nard et de Fétuque, les taches claires de sables lavés forment de petits pavages de quelques décimètres carrés. Lorsque le décapage s'effectue au détriment de formations superficielles riches en blocs, ceux-ci sont légèrement mis en saillie et les plaques de matériaux fins lavés apparaissent moins nombreuses. Dans les parties les plus hautes, comme autour du Sommet de Finiels, les blocs présentent une organisation géométrique, en forme de cercles de pierres de 40 à 50 cm de diamètre : on retrouve ainsi des formations structurées, héritées de la période tardiglaciaire dans la mesure où l'aspect affaissé des blocs nous interdit d'en faire un phénomène actuel. La présence de ces cercles de pierres non dégradés, simplement révélés, témoigne dans le sens d'un faible décapage actuel et holocène.

Les modalités du décapage ne peuvent être observées qu'en multipliant les notations ponctuelles, tout au long de l'année. Rappelons d'abord qu'en ce qui concerne l'enneigement, ces hautes surfaces ne sont jamais couvertes par une très épaisse couche de neige en raison de la déflation importante qui les atteint ; en période de fonte, elles sont les premières à être découvertes. Les conséquences sont importantes surtout en ce qui concerne le gel : nous avons pu noter la pénétration du gel saisonnier jusqu'à 30 cm de profondeur tandis qu'au même moment, sous les congères voisines, le sol était

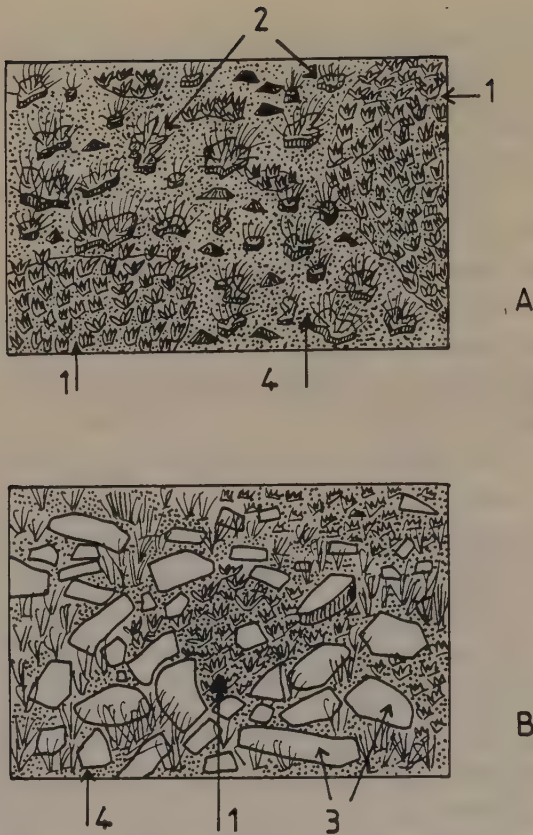


Fig. 162 : Détails des pelouses "râpées" des "plas" sommitaux du Mont Lozère.

A - Cas avec formations superficielles riches en fines.

B - Cas avec formations superficielles riches en blocs.

1. plaque d'*Alchemilla Alpina*. - 2. lambeaux de sol avec fétuque et nard. - 3. blocs de granite. - 4. sable et graviers triés et lavés.

Chaque dessin représente environ une surface de $1,5 \text{ m}^2$.

entièrement dégelé en raison d'une couverture de neige dépassant le mètre d'épaisseur. De même, le gel diurne est particulièrement actif dans ce milieu où les passages du thermomètre autour de 0°C sont nombreux, surtout au début du printemps. La formation de pipkrakes sur la bordure des lambeaux de sol est extrêmement fréquente ; ils participent au débitage des matériaux. Une véritable cryoturbation peut se produire sur les 10-15 premiers centimètres du sol : nous avons pu observer près du sommet de Finiels en mai 1980 la formation de petits polygones de gel de 10 cm de diamètre, avec de belles fentes et un début de tri des blocs de taille centimétrique ; ces figurations s'inscrivent à l'intérieur des cercles de pierres hérités qui ne sont pas remis en fonctionnement. Cette observation est d'importance pour préciser les conditions climatiques qui règnent dans ce milieu.

L'absence de protection par la neige se fait sentir aussi vis-à-vis des pluies de printemps qui se produisent alors sur un sol dont la structure a été détruite par le gel et qui n'est protégé par aucune couverture. Les constituants du sol sont légèrement déplacés, triés et les racines brisées ou mises à nu en bordure des mottes.

Avec des matériaux ainsi préparés, l'évolution peut se poursuivre pendant l'été et l'automne. Pendant les périodes sèches, assez fréquentes, le vent dessèche la pelouse et provoque la nécrose des racines, il participe à l'enlèvement des matériaux fins qui sont transportés en petits tourbillons de poussière et évacués à quelques dizaines ou centaines de mètres : le résultat, c'est la création de "petits coups de faux" contre les lambeaux de sol en place et l'appauvrissement en matériaux fins.

En fin d'été et en automne, les gros abats d'eau des orages cévenols provoquent un ruissellement diffus qui poursuit le nettoyage des fines et met en valeur les sables, triés et lavés ; le simple "splash" peut avoir un effet nettoyant à lui tout seul. Enfin, avant les premières chutes de neige, le phénomène de l'émiettement par les pipkrakes peut se produire à nouveau (nous en avons observés dès la fin septembre).

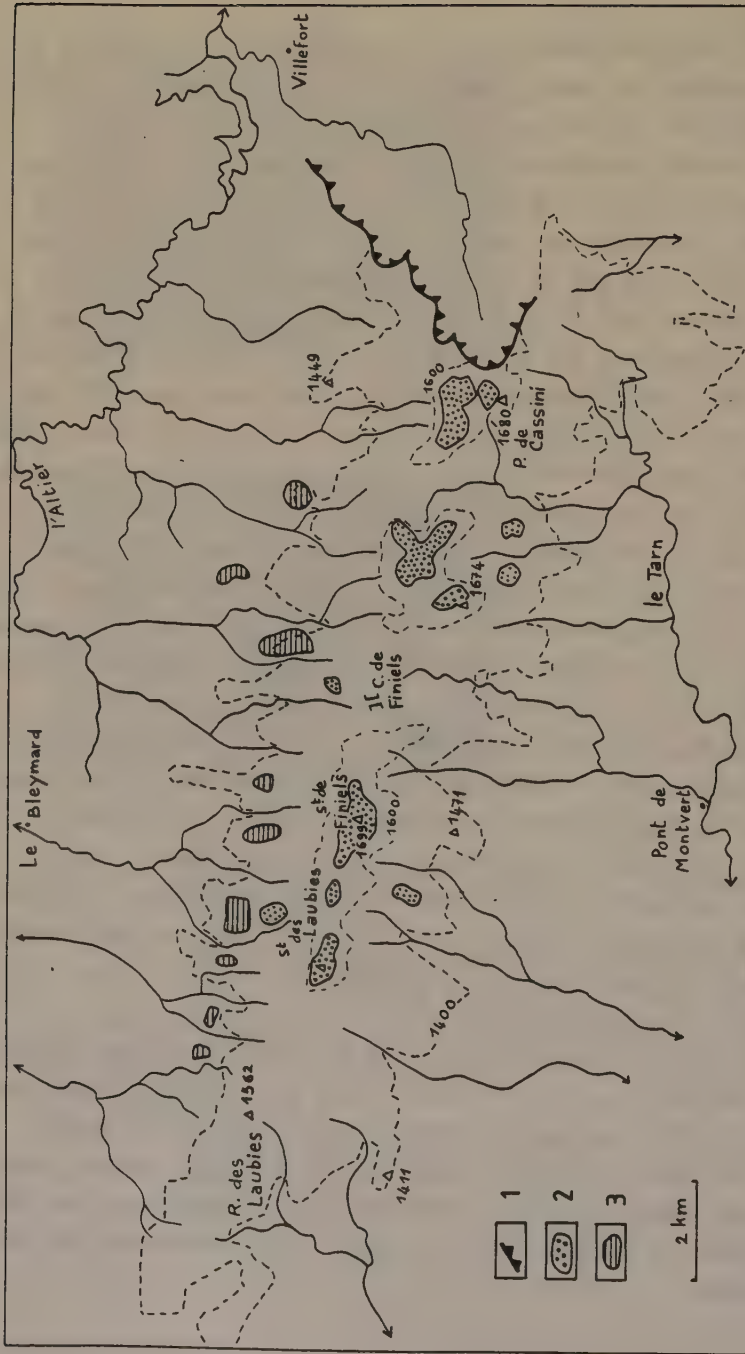


Fig. 163: Localisation des principales pelouses râpées sur le Mont Lozère.

1. limite du versant oriental. - 2. pelouse "râpée" sur les "plas" sommitaux granitiques. - 3. pelouse "râpée" sur les interfluves secondaires schisteux.

Ainsi, l'évolution se produit tout au long de l'année, avec de nombreux processus qui se relaient. Au départ, c'est le vent, qui est le facteur primordial, conditionnant tout le reste. Nous n'avons pu mesurer sa force, mais il suffit de se promener fréquemment sur l'échine sommitale du massif pour comprendre que parler ici de milieu venté, n'est pas un vain mot. Les données relevées à la station voisine de Mende-Brenoux (1020 m) nous indiquent que des vitesses supérieures à 20 m/seconde sont fréquentes, avec deux directions dominantes et opposées (Nord-Ouest et Sud). Le vent intervient en distribuant la neige, en asséchant les sols et en transportant les matériaux les plus fins ; il est sans doute aussi responsable des contrastes thermiques marqués.

L'absence de protection par la neige provoquée par la déflation, permet au gel de s'exercer avec plus d'efficacité qu'ailleurs ; ce faisant, l'aspect discontinu de la pelouse est entretenu et les fortes pluies peuvent intervenir dans l'évolution. Il y a ainsi cumul des effets. Les étapes de cicatrisation sont toujours trop courtes pour permettre un blocage de l'évolution. Toutefois, il faut noter que les processus ne s'exercent pas partout au même moment. Localement, sur quelques décimètres carrés, la stabilisation des matériaux peut être suffisamment longue pour permettre à la végétation de se fixer et de bloquer alors tous les processus destructeurs ; mais ceux-ci s'exercent pendant ce temps là, au détriment d'une plage voisine, dont les matériaux arrachés vont progressivement se stabiliser et ainsi de suite. Une partie des fines ainsi enlevées se retrouve en périphérie des "plas" sommitaux, dans les creux évasés qui sont de ce fait légèrement colmatés.

Ce type d'évolution conduit à la création de "pelouses râpées" qui apparaissent nettement sur la fig. 163 : elles occupent tous les plas de l'échine sommitale, au-dessus de 1600 m. On en retrouve quelques éléments sur les échines secondaires à des altitudes inférieures, mais chaque fois dans une position topographique où la déflation est un phénomène important.

On peut rattacher à ce type de phénomène les "pelouses râpées" que l'on trouve sur les schistes du flanc nord, à des altitudes beaucoup plus basses pouvant atteindre 1000 m. Ce sont de hauts interfluves

plans qui ont été défrichés et qui sont peu enneigés en raison du balayage par le vent. La maigre pelouse y prend aussi une allure "tigrée" avec de très nombreuses plaquettes de schistes en mouvement, en surface ; le sol (s.s.) n'existe pratiquement pas, seul un horizon humifère de quelques centimètres s'insinue entre les blocs. L'évolution semble bloquée aujourd'hui sans doute en raison de l'arrêt du pâturage et une lande à *Genista purgans* s'installe en remplacement. On peut concevoir, sans risque de se tromper, que les processus responsables ont été identiques à ceux décrits sur les "plas" sommitaux, mais ils n'ont pu se réaliser à une altitude si basse qu'une fois la végétation forestière détruite.

En dehors des secteurs à pelouse râpée, les "plas" sommitaux sont dominés par quelques tors, remarquables empilements géométriques de blocs de granite. L'évolution de ces tors semble figée ; seuls quelques grains ou esquilles peuvent être détachés, surtout en position de pied de tor ; les grains forment alors au sol un petit tapis, lavé et redistribué sur quelques mètres carrés. En l'absence de repères, il est difficile d'évaluer la vitesse d'évolution durant l'Holocène.

La gélifraction actuelle n'est efficace que sur quelques blocs récemment dégagés de leur gangue de matériaux par les autres processus. On voit alors, en un printemps, le bloc s'effondrer, se désagréger en de nombreux fragments. Encore faut-il que le bloc soit préalablement altéré sinon la gélifraction est impuissante à le débiter ; c'est le cas sur les blocs grossiers appartenant aux formations superficielles structurées héritées. Ce sont des coeurs rocheux résiduels, peu poreux, qui ont résisté à l'importante gélifraction de la dernière période froide, et qui sont complètement immunisés vis-à-vis de la gélifraction actuelle.

En conclusion, nous devons retenir que la principale évolution sur les "plas" sommitaux est celle d'une pelouse "tigrée", "râpée". Le décapage est sans doute quantitativement faible ; il se traduit par un modeste enlèvement de matériaux fins (déflation des limons) et surtout par un déplacement local de matériaux de la taille des sables et des graviers. Ce déplacement des matériaux se conjugue avec un

déplacement des touffes de végétation : des rapports dialectiques existent entre morphodynamique et végétation (G. Soutadé, 1980). Rien ne nous permet de dire si l'évolution actuelle dure telle quelle depuis la fin du Tardiglaciaire ou si, au contraire, il y a eu des périodes d'interruption et de reprise.

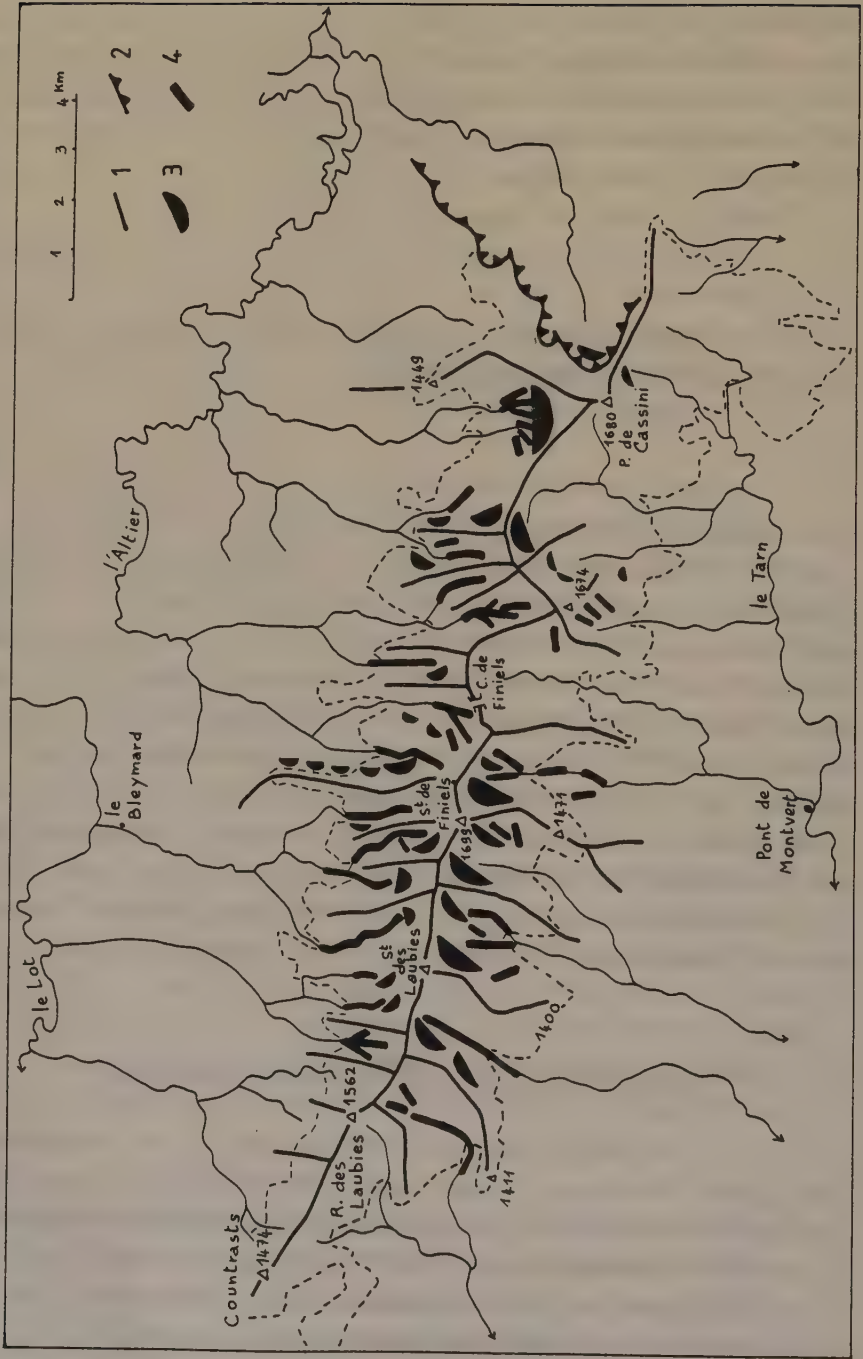
B- Les morphodynamiques actuelles des hauts versants supraforestiers, en dehors des plas sommitaux.

En dehors des plas sommitaux, les hauts versants supraforestiers sont couverts d'une pelouse fermée qui semble témoigner, parcourue en été, d'un état de biostasie presque parfait. Il est vrai que l'étude des microstructures des formations gélifluées à blocs a montré que, postérieurement à leur mise en place (l'épisode ultime est tardiglaciaire), aucune perturbation sérieuse n'est venue les affecter et que, par conséquent, il n'y a pas eu de mouvements importants dans la masse des formations superficielles. En particulier les coiffes argilo-limoneuses les plus épaisses sont toutes disposées au sommet des blocs, ce qui témoigne d'une grande stabilité des blocs depuis la mise en place des coiffes car des mouvements n'auraient pas manqué de les basculer dans tous les sens. Toutefois, localement, une modification externe du versant a pu se produire sous l'action conjuguée de la neige et du gel.

1- Enneigement et types d'accumulations neigeuses.

Une étude de détail de l'enneigement du Mont Lozère doit tenir compte d'abord de la situation d'ensemble du Massif et de son étirement d'Ouest en Est. Que les précipitations neigeuses viennent de la Méditerranée par le Sud ou de l'Atlantique par le Nord-Ouest, le massif ne peut être que copieusement arrosé. On note toutefois une légère dissymétrie dans la distribution de la couverture neigeuse, à l'avantage du flanc sud où les hauteurs relevées sont plus considérables.

Fig. 164: Localisation des principales congères de neige sur le sommet du Mont Lozère. 1. lignes d'interfluvies principales et secondaires. - 2. limite orientale du massif. - 3. congère en forme de croissant ou ronde. - 4. congère allongée.



L'explication se trouve dans deux causes :

- d'abord les précipitations liées aux perturbations méditerranéennes sont plus abondantes que celles venant du Nord-Ouest.

- ensuite, la redistribution de la neige par le vent se fait presque toujours avec une dominante de Nord à Nord-Ouest, provoquant une accumulation sur le versant sud. Tous les observateurs notent ce phénomène ; même après une chute de secteur Sud/Sud-Est, il est extrêmement fréquent de remarquer un brusque changement dans la direction du vent qui passe alors au Nord-Ouest.

Il ne faut pas imaginer l'enneigement du Mont Lozère sous la forme d'une couverture épaisse et continue enveloppant uniformément les versants. Au contraire, il s'agit presque toujours d'une couverture irrégulière dont les inégalités sont étroitement associées aux variations locales de la topographie. Ce sont ces variations qui conditionnent la forme, la taille et l'épaisseur des congères.

Nous avons déjà montré comment les interfluves secondaires dessinent, avec l'échine principale, une trame en forme d'arête de poisson. L'accumulation neigeuse se fait d'abord en fonction des crêtes secondaires qui sont toutes pratiquement perpendiculaires aux vents de secteur ouest, de nord-ouest à sud-ouest ; la neige s'entasse sous le vent, en position face à l'Est, vers le tiers supérieur du versant, tandis que le versant tourné vers l'ouest, est à nu ou couvert d'une mince pellicule. La fig. 164 montre la répartition des congères en fonction des petits amphithéâtres délimités par les interfluves secondaires ; même à l'échelle du dessin (1/100.000), on peut noter la dissymétrie dans l'occupation des amphithéâtres. On peut remarquer aussi que la taille des congères est plus importante sur le versant sud et tout particulièrement près de l'entrecroisement interfluve principal/interfluves secondaires : là, en position sud-est, se trouvent les plus belles accumulations ; le phénomène est particulièrement marqué entre le Signal des Laubies et le Sommet de Finiels ou aux sources du Tarn. Il n'est donc pas surprenant de trouver face au sud-est les congères les plus durables ; les seules taches de neige qui demeurent au début de l'été au Mont Lozère se trouvent dans cette position ; nous avons pu en observer, en particulier le 10 juillet 1973.

Les accumulations neigeuses prennent dans ce cas une forme en croissant pouvant atteindre 4 à 500 m de long sur une centaine de mètres de large mais qui le plus souvent ne dépasse pas 2 à 300 m sur 50 m ; dans quelques cas, la forme peut être circulaire. L'épaisseur mesurée ou estimée ne nous a jamais paru dépasser 4 à 6 m au maximum de l'accumulation, au plus creux de la niche.

Il est un autre type de congères que l'on remarque au Mont Lozère. Ce sont des congères allongées sur quelques dizaines ou centaines de mètres et larges seulement de quelques mètres. Elles résultent du comblement par la neige des chenaux qui forment la partie amont des lits des petits ruisseaux qui naissent près des sommets du massif. Un certain nombre d'entre elles ont été représentées sur la fig. 164. Elles correspondent aux niches de type longitudinal, "longitudinal snow patch", dans la nomenclature proposée par W.V. Lewis (1939) tandis que les précédentes sont à rattacher au type "tranverse snow patch".

Elles sont le plus souvent séparées spatialement des grandes congères en croissant, s'étendant plus bas en altitude, jusqu'à la limite de la forêt dans laquelle elles peuvent même pénétrer légèrement. Au Mont Lozère, elles se développent jusqu'à une limite inférieure qui peut atteindre 1400 m ou même localement un peu moins. Vers le haut, dans certains cas, elles peuvent être contiguës aux congères en croissant avec lesquelles elles forment alors un seul ensemble en période de maximum d'enneigement.

Les morphodynamiques actuelles liées à la neige dépendent étroitement de la quantité de neige accumulée, de la forme de la congère et de sa durée. Il faut donc envisager le rôle morphogénique de la neige en fonction des deux cas énoncés dans le chapitre précédent.

2- Les morphodynamiques actuelles liées aux congères en croissant.

Comme cela a été montré lors de l'étude climatique d'ensemble, il est impossible de donner des chiffres précis concernant la durée de la neige au sol dans le massif du Mont Lozère, tant est

grande la variabilité d'une année sur l'autre. Toutefois, on peut dégager quelques traits : la couverture d'ensemble fond rapidement et le massif est dégagé dès le mois d'avril, au plus tard en mai ; par contre, les congères subsistent isolées jusqu'en fin mai, souvent en juin et quelquefois pendant la première quinzaine de juillet. Dans le cas des plus grosses congères, la durée d'enneigement est si longue qu'une action morphogénique peut s'exercer autour et à l'emplacement de la congère.

Les processus qui s'exercent à partir d'une congère de neige sont bien connus, en particulier depuis W.V. Lewis (1939). Nous les rappellerons ici, en tenant compte de nos propres observations et surtout en les replaçant davantage dans le continuum géomorphologique, ce qui permet de dégager une originalité locale, en particulier pour les niches longitudinales.

On peut distinguer plusieurs types de congères en croissant selon l'impact morphogénique sur le versant :

- le type le plus simple est associé à un sourcin : les congères s'inscrivent sur les versants les plus réguliers, couverts de formations gélifluées à blocs et de pelouse, à une altitude située à environ 80 à 100 m en-dessous de l'interfluve principal ; elles occupent de petites dépressions circulaires ou en forme de croissant, d'une taille ne dépassant que rarement la dizaine de mètres ; l'amont de la dépression est bien marqué avec une rupture de pente semi-circulaire tandis que l'aval est souligné par un lourd bourrelet ; partout la végétation est continue et calfeutre le versant, l'évolution se fait uniquement par solifluxion grâce à une lente imbibition des matériaux fins, mais l'observateur est incapable de faire la part entre l'apport d'eau issu directement de la congère de neige et celui provoqué par la source. Tout ce que l'on sait, c'est que le débit de cette dernière est incapable d'entretenir un chenal actif et que, de ce fait, l'eau s'infiltre progressivement à l'aval de son point d'apparition ; le chenal entretenu n'apparaît qu'une centaine de mètres plus à l'aval.

Les niches occupées par ces congères se situent sur les versants les plus réguliers et les moins enneigés. Un bon exemple est donné par le versant situé au Nord du sommet de Finiels. Les creux

de petite taille ne retiennent qu'une faible quantité de neige sur ce versant bien balayé par les vents ; la neige disparaît précocement et la végétation bénéficie d'un cycle végétatif suffisamment long pour que l'on ne remarque pas de différences significatives dans la composition floristique (on note simplement la présence de quelques hydrophytes et l'absence de callune).

La vitesse d'évolution de ce type de niche semble faible; il ne nous a pas été donné de pouvoir la mesurer. Au départ, il y avait sans doute un petit creux lié au soutirage par le sourcin, creux qui a servi de piège à la neige. Ensuite l'évolution a combiné soutirage et solifluxion par excès d'eau venant de la fonte de la neige et de la source. Ce type de niche a évolution limitée affecte surtout les versants développés sur granite profondément altéré.

- Le second type est encore lié à une niche créée par un sourcin mais le rôle de la neige se lit davantage dans la transformation du versant. On peut prendre l'exemple des niches des sources de l'Altier situées sur le versant oriental du Sommet de Finiels. Du fait de sa localisation, l'enneigement est meilleur, ce qui explique la taille des niches (une centaine de mètres de long sur 40 à 50 de large) et leur enfoncement (4 - 5 m) par rapport au reste du versant. L'incision dans le versant est nette, en particulier à l'amont où la pente se redresse et laisse apparaître des blocs de taille parfois métrique, lesquels ont été dégagés des formations gélifluées de surface ; une partie du creusement s'est faite au détriment de l'arène en place sous-jacente (fig. 165). Partout en dehors des gros blocs épars, le versant est couvert d'un tapis végétal dense.

Pendant les années d'observation, le fonctionnement de ces niches a été très réduit; cependant à en juger par leur taille et leur morphologie, il est vraisemblable qu'au cours de l'Holocène, l'activité a été assez forte. Si l'on considère que le versant était uniforme en fin de période froide (revêtement de type formations gélifluées à blocs), on peut estimer, localement, la valeur du creusement depuis cette période : quelques mètres d'épaisseur sur deux ou trois milliers de m².

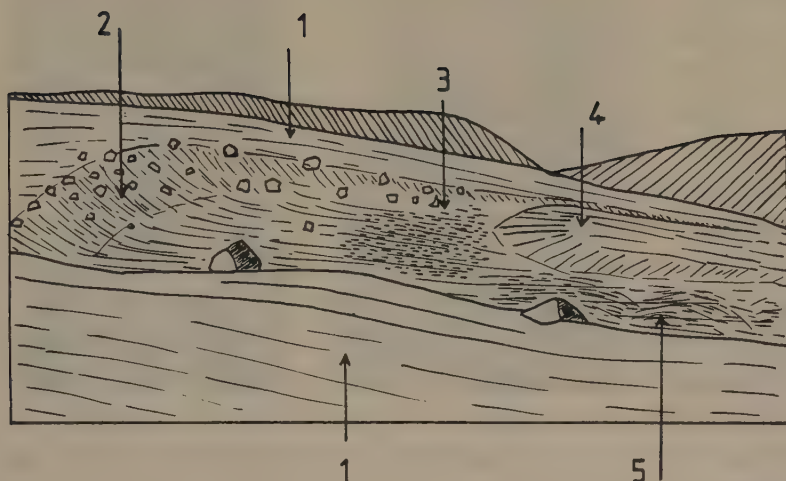


Fig.165 : Niche de nivation des sources de l'Altier.

1. versant initial non modifié. - 2. versant redressé à l'amont de la congère, avec blocs nettoyés de la matrice fine. - 3. secteur hydromorphe avec sourcin. - 4. lambeau-témoin du versant initial. - 5. petits lobes de solifluxion.

La niche mesure 50 m de large.

Par rapport au type précédent, ces niches se développent sur des versants topographiquement plus irréguliers. Dans l'exemple choisi, le versant est entièrement constitué de granite des Signaux mais l'altération n'est pas homogène : tandis que vers le sommet, le granite peu altéré affleure avec des blocs massifs, tout le reste de la pente recoupe le même type de roche, mais cette fois très altérée (sans doute en raison des multiples fractures qui ont permis l'installation du col de Finiels voisin).

- Le troisième type correspond à une évolution encore plus poussée. La taille des niches est plus vaste (de 300 à 500 m de long sur 100 de large) et le creusement plus marqué ; le bord amont redressé,

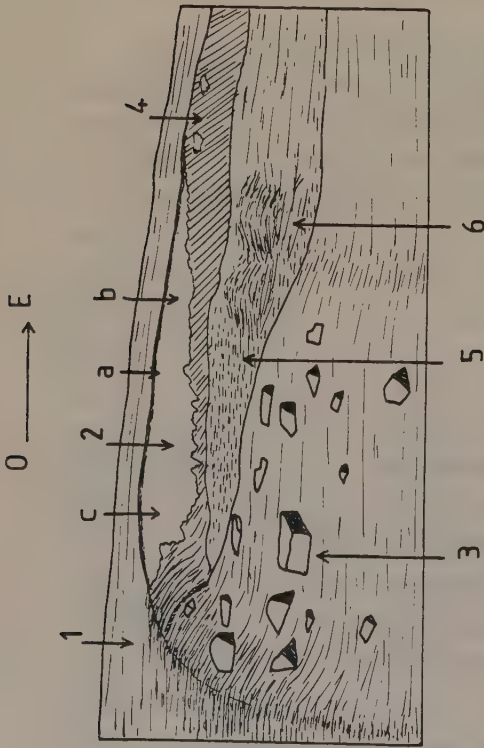
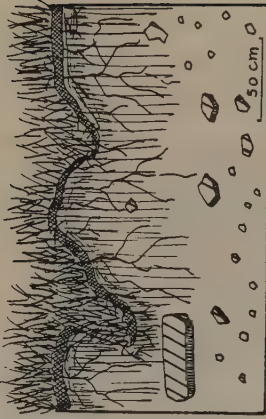


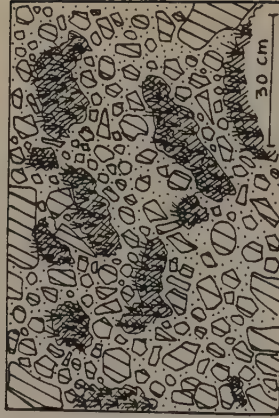
Fig. 166 : Niche de nivation de la Baraque de Finiels. Vue d'ensemble.

1. versant initial non modifié. - 2. secteur à évolution vive à végétation épaisse, chionophile. - 3. secteur avec blocs anciennement nettoyés. - 4. secteur redressé, anciennement vif, aujourd'hui colonisé par la pelouse. - 5. secteur hydromorphe avec sourcin. - 6. secteur à petits lobes de solifluxion. L'entaille vive possède une longueur d'environ 50 m.

a, b, c = détails dont la localisation apparaît sur la vue d'ensemble.



a



b



c

couvert de blocs, présente une maigre végétation ouverte composée de plantes chionophiles. Ces niches se localisent dans tous les secteurs à suralimentation neigeuse marquée, le plus souvent sur les versants face à l'Est/Sud-Est. Ajoutons que les plus belles se trouvent là où la roche est la plus hétérogène, surtout en fonction d'une fracturation différentielle qui provoque de grandes variations dans l'épaisseur des altérites. La fig. 166 montre quelques aspects de la niche dite de la Baraque de Finiels. Située sur le versant nord du Mont Lozère, à environ 750 m du col de Finiels, elle s'étire en un croissant ouvert vers le Sud-Est sur une longueur de 100 m environ et entaille le versant sur une profondeur d'une dizaine de mètres. Deux secteurs semblent encore actifs : d'une part, le fond de la niche qui connaît une évolution par solifluxion grâce à une importante imbibition due à la fois aux eaux de fonte de neige et à la présence d'un sourcin ; d'autre part, et c'est de loin l'endroit où l'évolution est la plus rapide, la partie redressée du versant qui se situe à l'amont de l'accumulation neigeuse : là, le versant est entaillé et la cicatrice demeure ouverte après le départ de la neige, chaque printemps. Le sol, les revêtements géliflués à blocs et une partie de l'arène en place sont attaqués. Le sol et la partie supérieure des revêtements géliflués sont coupés verticalement, la partie superficielle, la plus riche en racines formant surplomb tandis qu'une cavité se forme dans l'horizon médian du sol (fig. 166 a). L'encoche est vive et ravivée chaque année, en particulier par une dynamique de type piprake. Plus bas, le long de l'entaille, un équilibre s'établit entre la migration des blocs progressivement dégagés et la fixation des matériaux par la végétation. Tantôt un pavage de blocs s'intercale entre des secteurs végétalisés (fétuque, lichens), les deux étant disposés au hasard (fig. 166 b), tantôt de véritables terrassettes peuvent être créées et le court versant est alors ponctué de petites marches d'escalier, assez irrégulières (fig. 166 c). Dans le premier cas, les phénomènes de ruissellement en nappe l'emportent, provoquant le tri des matériaux avec création d'un dallage de blocs de petite taille allant jusqu'aux sables grossiers. Dans le second, aux simples phénomènes de ruissellement s'ajoutent les processus liés à la stagnation de la plaque de neige à divers niveaux au cours de la fonte : la fabrication de la

contre-marche est liée aux phénomènes de gel-dégel dans un milieu très riche en eau et en fines ; le ruissellement en nappe ne fait que parfaire le tri en surface.

En dehors de l'entaille vive, on peut distinguer, dans la partie redressée de la niche, un secteur plus extérieur, ayant connu une évolution du même type que celle que nous venons de décrire et qui se présente aujourd'hui sous une forme colonisée par une végétation pratiquement fermée. De même on remarque une extension ancienne de la niche marquée par une bordure amont et un fond encombré de blocs (parfois métriques) dégagés de leur matrice fine. Ainsi on peut affirmer que pendant l'Holocène la taille de la niche a varié et qu'à certains moments elle a pu occuper un espace beaucoup plus vaste qu'aujourd'hui.

- Le quatrième type est plus complexe : il associe aux effets de la neige ceux du ruissellement concentré. L'exemple de la niche des sources du Tarn peut être développé. Située sur le flanc sud du massif, orientée face au Sud-Est, cette niche est une des plus vastes que nous ayons rencontrées : 700 m de long, 100 m de large et une trentaine de mètres de profondeur.

La forme en croissant de la niche actuelle s'inscrit dans l'amphithéâtre plus vaste qu'est le petit "cirque" des sources du Tarn. Le creusement de la niche a provoqué la création d'une double rupture de pente (fig. 167). La partie redressée du versant est rarement à nu : une pelouse à fétuque et nard la couvre régulièrement sauf en quelques endroits où apparaît un pavage de blocs et sables grossiers remis en mouvement tous les ans. Tout se passe comme si la congère de neige était moins puissante qu'il y a quelques années ; de ce fait, la pelouse a pu se réinstaller sur l'ancienne entaille vive.

A l'action de la neige, s'ajoute celle du ruissellement concentré : en effet, la rupture de pente supérieure, à la limite de la congère de neige, est entaillée par de petits ravins seulement fonctionnels lors des grosses pluies de fin d'été et d'automne. En fait, même dans ces ravins, l'évolution est complexe et la neige qui s'entasse en hiver participe aussi à leur élargissement : on rencontre,

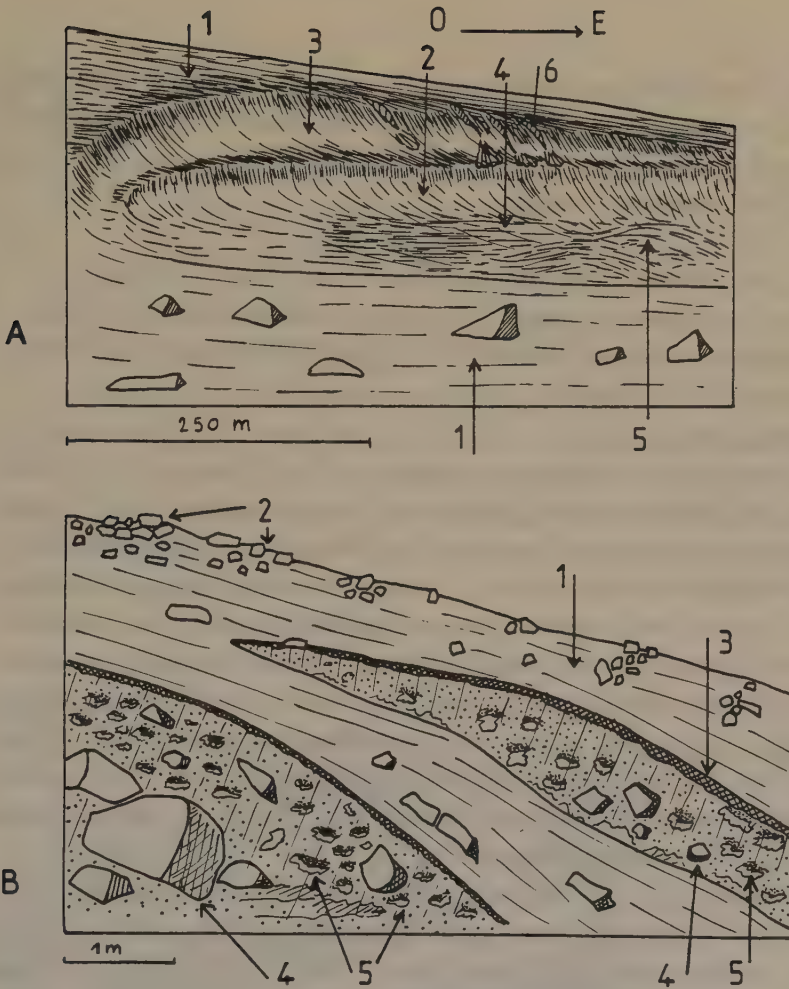


Fig.167 : Niche de nivation des sources du Tarn.

- A - Vue d'ensemble : 1. versant initial non modifié. 2. amphithéâtre-cirque des sources du Tarn. - 3. emplacement de la congère. - 4. fond hydromorphe. 5. bourrelet de solifluxion. - 6. entailles dues au ruissellement concentré et petits cônes de déjection.
- B - Détail sur les entailles : 1. versant initial non modifié. - 2. tors étalés. - 3. sol. - 4. blocs nettoyés par le ruissellement. - 5. lambeaux de pelouse, avec terrassettes.

sur les bords, des phénomènes de pelouse en plaques discontinues avec ébauche de terrassettes, (fig. 167). Dans le cas des grandes niches de ce type, un relais de processus s'établit et fonctionne à diverses reprises au cours de l'année.

En conclusion, on peut noter que les congères en forme de croissant, au moins pour les plus grandes, sont responsables d'une morphogenèse active qui concourt à l'agrandissement des creux dans lesquels elles sont logées. Ainsi, ces creux méritent le nom de niches de nivation.

Plusieurs exemples nous permettent d'affirmer que le creusement de ces niches est pour l'essentiel post-glaciaire. C'est le cas aux sources du Tarn, où l'amphithéâtre tardiglaciaire est échancré par le croissant de la congère actuelle. On retrouve un tel phénomène dans la plupart des exemples. On peut dès lors quantifier approximativement la valeur de ce creusement : aux sources du Tarn, l'encoche ainsi réalisée apparaît sur la fig. 168. On note donc une irrégularisation du versant par rapport à la situation fini-glaciaire ; elle se réalise au détriment des formations gélifluées dont les blocs sont nettoyés de leurs fines et redistribués sur le versant, et de la roche en place, ici l'arène granitique.

Dans la plupart des cas, les congères de neige actuelles prolongent des congères de neige plus anciennes, voire des névés. Aux sources du ruisseau de Prat Souteyran, l'accumulation neigeuse s'étend sur les tabliers de blocs les plus internes de l'amphithéâtre ; elle contribue à en poursuivre le nettoyage (fig. 169). Encore plus à l'amont, l'action de l'accumulation nivale s'exerce au détriment de formations gélifluées à blocs dont elle tend à évacuer les matériaux fins qui se retrouvent à l'aval sous forme de minces placages interstratifiés dans les horizons du sol ; ainsi sur la bordure active de la congère se crée progressivement un tablier de blocs actuel. Par rapport aux épisodes tardiglaciaires, les processus sont restés les mêmes, seule a changé l'échelle des phénomènes : aux gigantesques névés qui occupaient tout le versant à regard est et qui sont responsables de la mise en valeur des tabliers de blocs, ont succédé des congères plus limitées dans l'espace et dont l'action érosive est

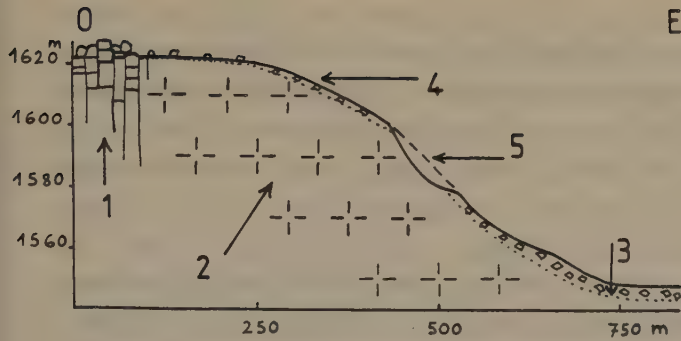


Fig.168 : Coupe à travers la niche de nivation des Sources du Tarn.

1. granite sain. - 2. granite altéré. - 3. formations gélifluées à blocs. - 4. versant fini-glaciaire. - 5. encoche holocène liée à la présence de la congère de neige.

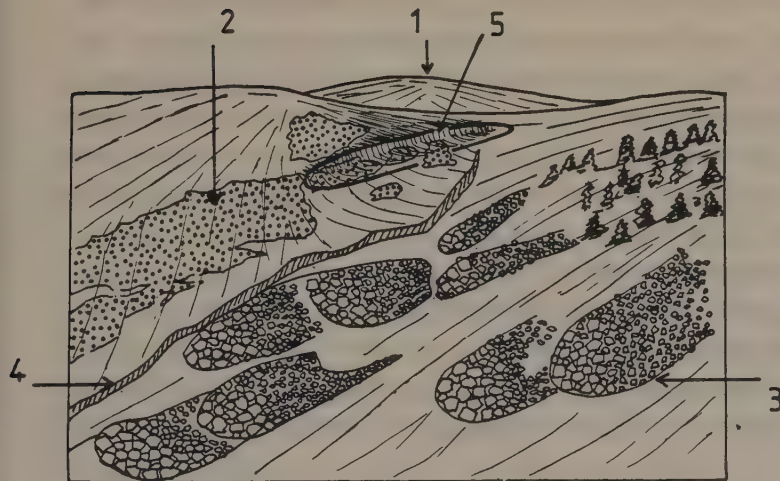


Fig.169 : Niche de nivation des sources du ruisseau de Prat Souteyran.

1. sommet de Finiels. - 2. tabliers de blocs : héritage tardiglaciaire. - 3. éboulis flués à bourrelets : héritage tardiglaciaire. - 4. chenal du ruisseau de Prat Souteyran. - 5. niche de nivation active, actuelle. (Elle mesure 250 m de long).

relativement faible. Les congères de neige actuelles reprennent d'une façon atténuée les processus dynamiques du Tardiglaciaire. Cependant, du fait de leur localisation très étroite sur le versant, elles ne provoquent qu'une encoche réduite tandis que le reste du versant n'est en rien affecté.

Nous avons vu que les niches de nivation actives se localisent en fonction de la suralimentation neigeuse, elle-même liée à la topographie pré-existante ; elles sont donc tributaires des conditions morphodynamiques qui ont précédé. Mais comme elles témoignent de conditions climatiques actuelles, il est bon de relever jusqu'où se fait sentir, vers le bas, leur action. Comme elles prennent en écharpe le versant, il est nécessaire de donner une fourchette pour chaque relevé. Sur le versant sud du Mont Lozère, on se rend compte que ces niches sont toutes au-dessus de 1520 m : les altitudes croissent d'Ouest en Est, de 1520 - 1550 m à Fond Bernard, à 1550 - 1580 m à Trempelou et à 1580 - 1620 m à Mallevrière, Fond du Dentau et Sources du Tarn. Sur le versant nord, les dimensions plus réduites des appareils rendent les mesures délicates : toutefois, on peut estimer que ces niches deviennent vives dès 1480 m ; la majorité d'entre-elles se situent entre 1500 et 1530 m (sources des ruisseaux de Cougnet, Combe Sourde, Altier) ; seule, celle du Grand Clapier (1570 - 1630 m) atteint des altitudes comparables à celles relevées au Sud.

En dépit de leur tracé un peu imprécis, nous verrons que la présence de ces niches de nivation actives est un précieux jalon pour la connaissance des limites de l'espace supraforestier actuel. Notons seulement une limite un peu plus basse au Nord qu'au Sud, 1480 m contre 1520 m.

3- Les morphodynamiques ponctuelles des espaces peu enneigés.

Plusieurs auteurs ont cru voir une importante solifluxion actuelle sur le Mont Lozère (Y. Dewolf, 1975 ; J. Mauduy, 1975). Il nous faut, au contraire, insister sur la stabilité d'ensemble des hauts versants supraforestiers. Toute étude des microstructures des formations

superficielles héritées montre que celles-ci n'ont pas subi de mouvements d'ensemble de type géli ou solifluxion postérieurement à leur mise en place fini-glaciaire ; tout au plus, peut-on remarquer les faibles effets des cycles gel-dégel en surface et des traces de bioturbation (flore, faune hypogée). On peut donc insister sur la stabilité des versants lozériens depuis le Tardiglaciaire, y compris sur les pentes les plus fortes qui dominent la vallée du Tarn (des observations en ce sens ont été faites à Villeneuve sur un versant à 18°). D'ailleurs, les piquets de fer alignés que nous avons enterrés dans le sol en deux endroits près des Sources du Tarn n'ont pas été perturbés d'une façon significative.

Cette stabilité d'ensemble n'exclut pas localement un départ de matériaux en surface et de rares mouvements de masse, liés à des situations précises.

= les mouvements de masse, conséquence d'une solifluxion très locale ne provoquent jamais de grandes déchirures de la pelouse, mais plutôt des déformations de petite taille.

Le plus bel exemple est lié à ce que l'on peut appeler des "blocs laboureurs" (= "ploughing block") que l'on trouve au-dessus de 1450 m. Ce sont en général de gros blocs (deux dimensions supérieures au mètre), ancrés profondément dans le sol mais présentant une partie dégagée importante (fig. 170) ; vers l'aval, ils sont précédés d'une boursouflure de terrain en forme de petites rides convexes ; à l'amont, un creux en forme d'entonnoir couvert de végétation s'ouvre à l'arrière du bloc. Une végétation différente marque l'amont et l'aval du bloc : dans le sillon, nard et fétuque prolongent la pelouse voisine ; sur le bourrelet, myrtille, callune, et *Alchemilla alpina* se développent. La présence du sillon et du bourrelet est une preuve du mouvement du bloc vers l'aval ; ce mouvement affecte les sols et les formations superficielles qui sont ainsi comme labourés d'où la dénomination proposée ci-dessus. Un tel phénomène a été décrit fréquemment : A.L. Washburn rappelle les travaux de H. Louis (1930) dans le Sud-Est de la Bulgarie, ceux de H. Poser (1954) dans les Alpes et ceux de D.F. Ball et R. Goodier (1970) dans le massif du Snowdon ; lui-même a observé le phénomène dans le Nord-Est du Groenland. Nous avons pu faire des observations-références dans les Alpes, en Vanoise, au-dessus de 2600 m et en Suède, dans le massif du Kebnekaïse, dès 1500 m.

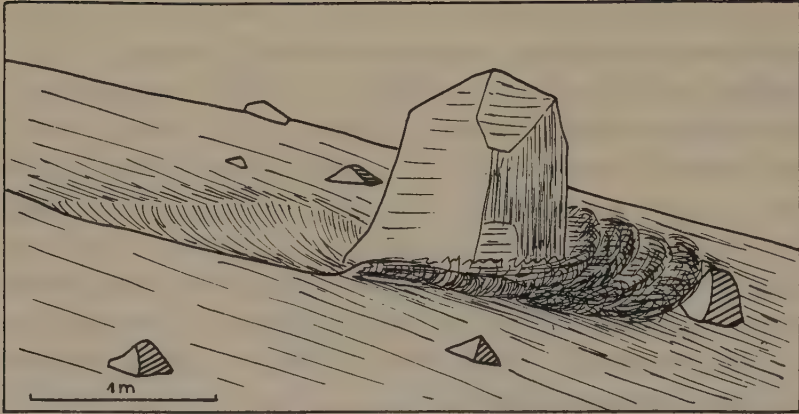


Fig. 170 : Dessin d'après photo d'un bloc laboureur.

Le bloc représenté fait 1,50 m de hauteur. La végétation différente à l'amont et à l'aval du bloc n'a pas été reproduite de façon à ne pas nuire à la clarté du dessin. Sur le terrain, les formes sont un peu plus émoussées.

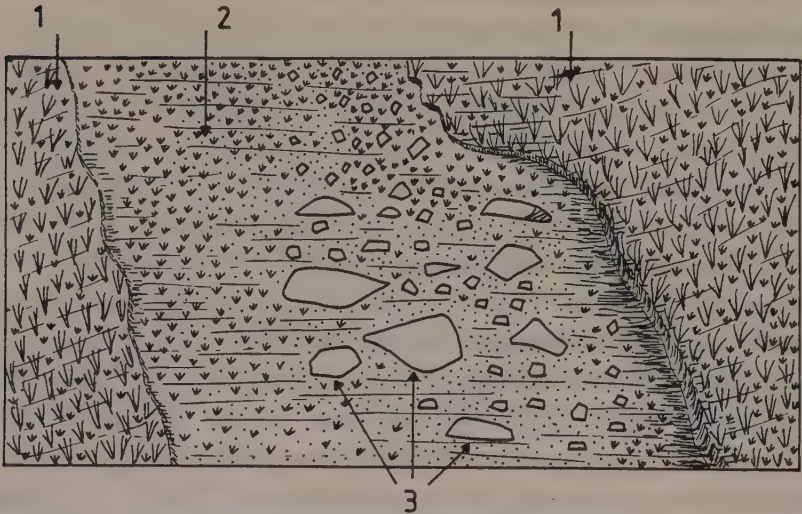


Fig. 171 : Erosion récente liée au tracé d'une draille.

1. versant non érodé couvert d'une végétation herbacée abondante. - 2. secteur érodé colonisé par une pelouse discontinue. - 3. secteur à dallage de blocs.

La largeur du secteur érodé mesure ici 3 m, la hauteur de l'entaille sur la droite, 30 cm.

Les auteurs qui ont décrit ce phénomène hésitent à la fois quant à son origine (gélifluxion, frost creep ?) et quant à la vitesse de création (lente ou rapide, en une seule fois). Les observations de A.L. Washburn le conduisent à envisager une évolution rapide en une seule fois, en raison de la netteté et de la fraîcheur du sillon ; l'auteur envisage un seul glissement dans le cadre d'un seul printemps.

Au Mont Lozère, l'évolution semble bloquée et nous n'avons jamais pu obtenir la preuve d'un mouvement actuel. Toutefois, la période de fonctionnement ne peut être très ancienne dans la mesure où le sillon demeure marqué (souvent 1 m à 1,5 m de long, de 30 à 40 cm de profondeur près du bloc) même si la végétation en oblitère un peu les formes. On imagine mal une forme aussi fragile se conservant depuis le Tardiglaciaire, en dépit du passage des troupeaux et des modifications de détail du versant (remaniements liés à la neige, accumulation de matière organique...).

Plusieurs hypothèses doivent être envisagées :

- le phénomène est de création ancienne et s'est réalisé en fin de période de gélifluxion généralisée (Tardiglaciaire) ; localement, en raison du poids des blocs, certains ont pu cheminer plus rapidement et plus longtemps créant sillon et bourrelet aval. Les formes ont été postérieurement couvertes de pelouses (sauf les blocs) et se sont ensuite conservées parce qu'entretenues par des processus prenant le relais des premiers. On observe en effet au printemps une fonte différentielle de la neige autour des blocs ; la disparition de la neige se produit d'abord en auréole autour du bloc : on peut alors concevoir une imbibition du sol plus forte autour du bloc, surtout en raison de la concentration provoquée par le sillon ; cette imbibition peut être suffisante, jointe au poids du bloc et à la présence de fines sous le bloc pour provoquer une solifluxion qui entretiendrait le bourrelet. En tout état de cause, l'entretien n'aurait provoqué vers l'aval qu'une progression de quelques centimètres depuis le Tardiglaciaire.

- le phénomène s'est produit il y a peu de temps (le comblement du sillon n'a pas encore pu être réalisé) mais il est tout de même suffisamment éloigné de nous pour qu'une bonne couverture végétale ait pu se mettre en place. Il faut donc concevoir dans un passé assez

proche la possibilité de mouvements de soli-gélifluxion qui ne peuvent s'imaginer qu'avec un gel important, un dégel marqué et une absence de végétation. Quand placer un tel épisode dans l'Holocène ? Seul le Petit Age de Glace pourrait convenir mais a-t-il été suffisamment marqué, n'est-il pas trop ancien déjà pour une bonne conservation de formes mineures ?

- le phénomène se produit actuellement, mais sa vitesse est si lente que nous n'arrivons pas à l'appréhender. Le creux à l'arrière du bloc une fois amorcé facilite la concentration des eaux de fonte de neige et du ruissellement ; ces eaux imbibent les matériaux fins qui sous le bloc, sont plus abondants qu'ailleurs, héritages d'une période de gélifluxion généralisée ; le bloc glisse légèrement sur le versant, si lentement qu'il n'y a pas une rupture majeure dans la couverture végétale ; si certaines racines sont brisées à une saison donnée, d'autres peuvent prendre leur place quelques semaines plus tard.

Entre ces différentes hypothèses, il est très difficile de trancher et aucun argument ne vient emporter l'adhésion. Notons que sans avoir fait un relevé exhaustif, la cartographie sommaire de ces formes fait facilement apparaître une répartition privilégiée sur les versants à regard est et nord, à pente marquée mais non excessive, et dans des endroits moyennement enneigés : moins couverts qu'à l'emplacement des grandes congères mais beaucoup plus que sur les "plas" sommitaux. On les trouve exclusivement au Nord du massif en relation avec le granite des Signaux. Ce granite très altéré a favorisé le développement des plus beaux revêtements géliflués. Au contraire, les "blocs laboureurs" sont rares sur le flanc sud, là où le granite porphyroïde même altéré n'a fourni que des matériaux grossiers.

L'observation des "blocs laboureurs" peut être complétée par celle des bourrelets des tabliers de blocs qui présentent eux-aussi des boursouflures à l'aval et de légers creux, souvent dans la masse des blocs, à l'amont. Le même aspect de fraîcheur frappe, bien qu'une bonne couverture végétale (pelouse) confère un aspect figé à la boursoufflure aval. Nous avons vu que ces grandes masses de blocs se sont mises en place au Tardiglaciaire aussi bien pour la fourniture des blocs que pour leur redistribution sur les versants. Il est donc

impossible de les classer entièrement dans les formes actives comme le fait J. Mauduy (1975). Toutefois, il faut admettre, étant donné la fraîcheur des bourrelets, que les mouvements ont pu se poursuivre durant l'Holocène, soit d'une façon extrêmement lente et continue, soit au cours de brèves périodes à mouvements légèrement accélérés faisant suite à des temps de repos. Nous devons reconnaître qu'après 9 ans d'observations, aucun argument décisif ne peut être avancé. Notons seulement qu'à la différence des blocs laboureurs, les bourrelets des tabliers de blocs sont moins tributaires d'une orientation précise. Ils sont surtout liés à la topographie initiale, elle-même calquée sur les conditions structurales.

= les déchirures de pelouse sont un phénomène beaucoup plus répandu. Certaines déchirures sont liées aux actions anthropiques ; les traces laissées par le bétail ont souvent servi de point de départ à une évolution complexe où l'on retrouve l'interaction des processus actifs à ces altitudes : le sol mis à nu est d'abord attaqué par le vent qui provoque la nécrose des racines, ce qui explique que les entailles vives se développent face aux vents dominants, c'est-à-dire face au Nord-Ouest ; puis la neige stagne dans le creux ; autour de la plaque de neige, le gel et la solifluxion ont tendance à provoquer la migration des matériaux ; les averses d'automne trient et transportent les éléments les plus fins qu'elles évacuent. Ainsi, progressivement, une plaque dénudée apparaît là où, au départ, il n'y avait qu'une strie de parcours. L'évolution se bloque sur une sorte de dallage de matériaux grossiers. La superficie ainsi affectée est de l'ordre de quelques centaines de mètres carrés.

On peut distinguer les déchirures de pelouse allongées qui suivent les anciennes drailles (chemins de transhumance), en particulier entre le Col et le Sommet de Finiels (fig. 171) et celles qui sont en forme de plaque avec un bord raide et rectiligne à l'amont, perpendiculaire à la direction dominante du vent. Dans certains cas on peut noter une évolution en terrassettes (fig. 172) au sens de G. Soutadé (1980, p. 176 - 181). L'enlèvement de matériaux est toujours superficiel et n'affecte qu'une dizaine de centimètres.

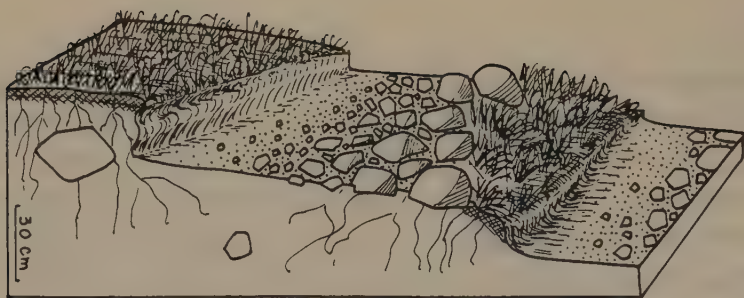


Fig.172: Bloc - diagramme schématique des terrassettes du flanc nord-est du sommet de Finiels.

Partout, il faut souligner une reprise actuelle de la pelouse sur ces secteurs attaqués par l'érosion. Nous avons vu, en neuf ans d'observations, le taux de recouvrement augmenter nettement. Tout se passe comme si la période récente permettait un développement du tapis végétal, sans doute grâce à une couverture nivale moins durable au printemps. Au cours de l'Holocène a dû se manifester une alternance de périodes où les phénomènes érosifs ont été efficaces et de périodes de stabilité avec reprise de la pelouse. Cette reprise se fait toujours d'une façon différente de la pelouse initiale : le départ des matériaux fins, la présence de blocs grossiers favorisent le développement de plantes peu exigeantes comme *Calluna vulgaris* ou *Achemilla alpina*.

= on a parfois décrit des guirlandes de blocs ourlant certains versants, près des Sources du Tarn, ou de la Font du Dentau, par exemple, (Y. Dewolf, 1975 ; J. Mauduy, 1975). Vue de loin, la formation présente une allure de guirlandes avec plusieurs lobes convexes : chaque lobe a une longueur d'une dizaine de mètres et de quelques dizaines de centimètres à un ou deux mètres de haut. La longueur totale des banquettes peut dépasser 100 ou 200 m. Elles sont en général situées à mi-versant dans des expositions où le recouvrement neigeux est moyen ; elles ne sont jamais à l'emplacement de congères trop marquées ni dans les lieux très ventés.

Ces guirlandes ont souvent été interprétées comme des formes traduisant des processus actifs de soli- ou gélifluxion à l'échelle d'un versant. En fait, l'étude de leur localisation et de la disposition des matériaux oblige à émettre d'autres hypothèses : ce sont de

fausses guirlandes dont l'agencement n'est pas lié à une progression globale des matériaux sur le versant mais au contraire à un récurage local du revêtement anciennement géliflué. Sans doute à l'emplacement d'une petite rupture de pente, une congère de neige plus marquée que sur le reste du versant a pu s'installer. On connaît ensuite son rôle : exagération de la rupture de pente, évacuation des matériaux fins, nettoyage irrégulier des blocs qui prennent alors une allure en guirlande (fig. 173).

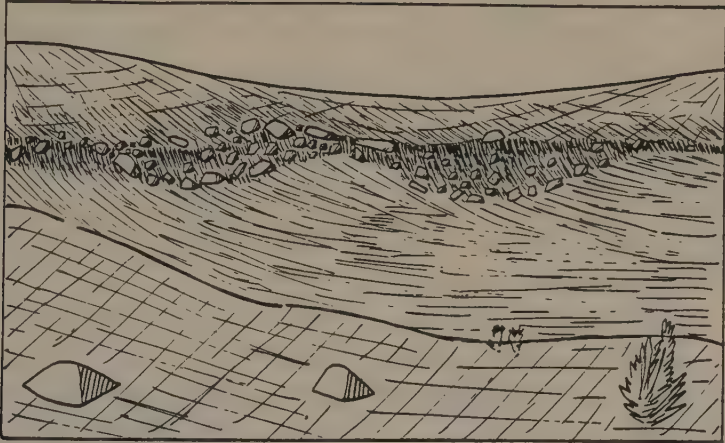


Fig. 173 : Faux lobes de gélifluxion sur le Mont Lozère : l'exemple de Font Bernard.

La guirlande de blocs correspond au nettoyage du secteur redressé à l'amont d'une congère. Chaque ourlet de la guirlande mesure 30 m de long.

Il faut donc abandonner l'idée d'une guirlande de soli-gélifluxion et ne voir là qu'une forme de nivation, moins marquée que dans les grandes niches mais plus efficace que sur le reste des versants. Aucune preuve d'un mouvement d'ensemble des formations superficielles n'a pu être relevée.

C- Les morphodynamiques actuelles de la lisière forestière.

Le rôle de la neige y est encore prépondérant, dans la mesure où il favorise une action érosive et où il intervient comme facteur limitant de l'extension de la forêt vers le haut.

1- Les morphodynamiques actuelles liées aux congères allongées.

Comme nous l'avons vu, ces congères s'étendent dans le sens de la pente. Leur localisation n'est jamais quelconque : la neige remplit de petites entailles qui forment le bassin de réception des principaux ruisseaux, dans la partie amont qui n'est pas entretenue par l'écoulement en raison de l'insuffisance des débits. En période d'enneigement maximum, les têtes de vallons dans lesquelles les ruisseaux prennent leur source sont couvertes d'une couche épaisse et continue de neige ; au printemps, lors de la fonte, cette couche se disloque en plaques isolées ; les dernières plaques à subsister sont celles qui remplissent les petits ravins.

La neige ainsi conservée possède une action érosive qu'une simple observation montre à chaque printemps : la fonte conduit à une imbibition marquée susceptible de provoquer de petits mouvements de solifluxion ; le gel-dégel qui s'exerce en périphérie participe au détachement et à l'amenuisement des matériaux et facilite ainsi leur mouvement ; la longue durée de l'enneigement ne permet le maintien qu'à de rares plantes chionophiles dont le pouvoir fixateur est extrêmement faible.

Les processus liés à la présence de congères de neige sont relayés au cours de l'été et surtout en automne par le ruissellement concentré qui provoque un tri sur les versants du chenal et un nettoyage le long de son axe.

Les phénomènes d'évolution sont donc complexes et des relais se produisent dans le temps et dans l'espace. Il y a non seulement complémentarité entre eux, mais aussi des relations complexes de dépendance. La congère de neige n'a pu s'installer qu'une fois établi le premier creux créé par le ruissellement concentré, mais ensuite elle a participé elle-même à l'entretien du ravin. Une sorte d'autocatalyse du phénomène se produit qui conduit à l'exagération progressive des formes créées, cette autocatalyse étant valable autant pour la neige que pour le ruissellement.

Le résultat est la création de petits ravins longs d'une centaine de mètres (parfois 4 ou 500), peu larges (4 ou 5 m, voire 10 m au maximum) et profonds de 2 à 5 m. Le profil en travers est en V, assez ouvert, mais il prend parfois une allure en baquet. Cependant ces ravins ne présentent que rarement des aspects vifs sur une longue étendue ; au contraire, longitudinalement s'observent de multiples changements de faciès : ici le rôle de la neige l'emporte et de petites terrassettes ponctuent la facette à orientation est, enneigée le plus tardivement ; là, le ruissellement concentré a provoqué la création de multiples sillons et de petits cônes de déjection qui encombrent l'axe principal ; ailleurs, la pelouse a recouvert entièrement les deux versants du chenal, ce qui témoigne d'une longue période de stabilité, (fig. 174).

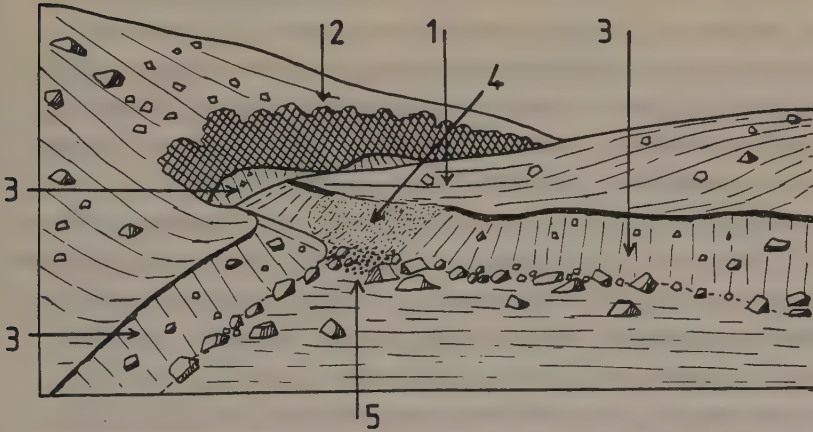


Fig. 174 : Type de niche longitudinale sur le flanc nord du Mont Lozère.

1. sommets du remplissage gélifluidal de l'amphithéâtre sommital initial. - 2. forêt. - 3. entaille vive liée aux effets cumulés de la présence de la neige et du ruissellement. - 4. ancienne entaille aujourd'hui recouverte de pelouse. - 5. petit cône de déjection.

Noter ici l'élargissement de l'entaille en baquet et les nombreux blocs de l'ancien remplissage nettoyés de leur gangue fine. L'entaille à droite fait 2,5 m de haut et le baquet 10 m de large.

Dans le temps, cette répartition spatiale a été modifiée dans la mesure où c'est tantôt un phénomène qui l'a emporté, tantôt l'autre, et dans la mesure où l'importance spatiale de chaque phénomène a pu varier.

Ces niches allongées se localisent toutes dans les amphithéâtres que l'on remarque en tête des principaux ruisseaux. Nous avons vu que ces amphithéâtres possèdent un remplissage d'origine gélifluidale, souvent épais. Les ravins créés par l'action de la neige et du ruissellement entaillent non seulement ces matériaux géliflués mais aussi l'arène sous-jacente. Souvent l'entaille se poursuit vers l'aval, sur quelques centaines de mètres au-delà de l'amphithéâtre sommital. Les altitudes inférieures atteintes par ce type de phénomène sont de l'ordre de 1400 m sur le versant nord et de 1350 m sur le flanc sud où elles peuvent exceptionnellement descendre à 1300 m (ruisseau de Prat Souteyran). On le voit, ce phénomène étend son action plus bas que les grandes niches en croissant, ceci en raison de la complémentarité des phénomènes exercés, le ruissellement préparant le piège pour la neige, laquelle favorise l'action du ruissellement ; ainsi l'action des congères longitudinales se fait sentir jusque dans la partie supérieure de la forêt, le long des talwegs.

Le départ de matériaux et la modification des versants provoqués par ce type de congère est relativement faible. En fin de période froide, les phénomènes de gélifluxion l'emportent et le remplissage du fond des amphithéâtres sommitaux est alors réalisé, oblitérant toute trace de talweg marqué. A partir de l'eau en excès et des sourcins, quelques ébauches de chenaux ont dû apparaître ; ces ébauches ont été exploitées par la neige et ainsi on arrive progressivement aux petits ravins décrits en tête de chapitre. Ces ravins vifs existent donc ici, bien à l'amont de l'endroit où le chenal est entretenu par le débit suffisant du ruisseau. Les matériaux déplacés dans ce cadre n'atteignent pas les talwegs principaux, ils sont stockés plus à l'amont, soit sous la forme de petits cônes de matériaux fins, soit sous forme de blocs résiduels dégagés de leur gangue. Le phénomène ne peut être facilement quantifié ; on remarque qu'il ne touche que d'étroits rubans de quelques mètres de large au milieu de vastes espaces stables. Il a plus valeur de seuil morphoclimatique que d'indicateur morphogénique.

2- Le problème de la limite supérieure de la forêt.

Aborder le problème de la limite supérieure de la forêt est une opération difficile car les observations réalisées sont toujours très ponctuelles dans le temps. Aujourd'hui, cette limite présente de très grandes indentations qui sont toutes d'origine anthropique. Aux 18^e et 19^e siècles, la forêt un peu étendue ne subsiste plus que dans les secteurs les plus pentus du versant nord (Bois de Cubières, bois du Bouschet) ; ailleurs, seuls de tout petits bosquets de hêtres ponctuent le paysage. Aujourd'hui la plupart des limites sont des limites de reconquête végétale en raison de la diminution de l'utilisation des hautes terres par l'homme ; seuls quelques interfluvies demeurent pâturés : par des ovins sur le versant sud et vers Finiels - Malavielle, des bovins sur le versant nord et des chevaux au Nord-Ouest (Les Sagnes).

Parmi les secteurs en reconquête, les plus anciens sont le fait de l'homme : la plupart des belles forêts de pins ou d'épicéas du flanc nord ont été plantées dès la fin du 19^e siècle et au début du 20^e ; elles ont aujourd'hui une "allure naturelle" et constituent une incontestable réussite de la politique forestière.

Un autre type de reconquête forestière correspond à l'évolution spontanée de la lande d'altitude abandonnée par l'agriculteur : la callune y prend d'abord une place importante, puis le genêt purgatif envahit tout, enfin la lande est piquetée de genévriers et surtout de pins (pins à crochets). Nous manquons du recul nécessaire pour savoir à quel type de formation végétale va aboutir une telle reconquête. C'est à peine si nous disposons d'une trentaine d'années depuis l'abandon de certains pâturages.

Le dernier type de reconquête forestière est né de la volonté actuelle de l'homme de reboiser les hautes surfaces du Mont Lozère. D'immenses espaces ont été plantés en pins et épicéas, d'une façon géométrique sans que soit prise en compte la mosaïque des micro-milieus. L'échec est flagrant dans de nombreux cas et les limites forestières de la carte 1/50.000 de Génolhac (mise à jour 1969) sont souvent fausses car elles sont bâties sur les données de reboisements considérés comme réussis. Le reboisement est essentiellement limité

par la présence de la neige qui couvre les jeunes plants et les casse ; beaucoup de jeunes arbustes présentent 4 ou 5 têtes et l'arbre est dès lors condamné à végéter. Prenons comme exemple la région des sources du Ruisseau de Trempelou située immédiatement à l'Est du Plan Fédio et au Sud du Signal des Laubies : un important reboisement en pins a été fait après un sous-solage réalisé en suivant les courbes de niveau, entre 1500 et 1600 m d'altitude environ. L'échec est à peu près général mais avec des nuances suivant l'enneigement : sous la grande congère en croissant située en contre-bas du chemin forestier, les jeunes plants ont complètement disparu tandis qu'autour de la congère quelques-uns subsistent, clairsemés ; plus haut, sur le versant moins enneigé, les plants ont survécu mais les troncs sont cassés, l'allure des arbres est chétive et leur taille dépasse rarement le mètre. A ces altitudes, tout effort de reboisement risque d'être vain s'il n'a pas été précédé par une étude stationnelle. Cette dernière doit prendre en compte la répartition des congères de neige, leur durée et les morphodynamiques qui leur sont associées ; elle doit se servir des observations que l'on peut faire dans quelques parcelles mises "en défens" depuis de nombreuses années. On se rend alors compte que la limite supérieure de la forêt est une ligne aux nombreuses indentations, très assujetties à la topographie. Elle ne semble pas dépasser 1450 - 1470 m sur le versant nord et 1550 m sur le versant sud dans les expositions les moins enneigées. Encore faut-il tenir compte que la partie supérieure de cette forêt est de mauvaise venue, plus lande piquetée d'arbres que belle forêt. Avant d'entreprendre tous travaux, les forestiers devraient se poser le problème de la rentabilité de cette formation et s'assurer qu'une pelouse d'altitude parcourue par des troupeaux de moutons n'est pas plus rentable. (Planche XIII).

D- Les morphodynamiques actuelles dans l'étage forestier.

Les morphodynamiques de l'étage forestier sont difficiles à observer sauf quelques-unes particulièrement spectaculaires (ravine-ments de type bad-lands).

L'homme est intervenu partout et même sous les lambeaux de hêtraie conservée, son passage se fait sentir. Toutefois, dans ce dernier cas, l'évolution est ménagée : le versant n'est modifié que par la bioturbation provoquée par les racines et par un léger enlèvement de matériaux par ruissellement diffus (feuilles, sables et graviers remontés en surface par les animaux fouisseurs).

Plus importants sont les ravinements qui se produisent en des localisations bien précises.

1- Les ravinements des hauts versants à regard oriental.

Sur le versant nord du Mont Lozère, on observe des ravinements à allure de "gigantesques bad-lands" (fig. 175) ; quelques cas existent sur le massif du Goulet. Ces bad-lands présentent des sillons parallèles, parfois avec un début d'organisation en réseau avec confluences et axes majeurs (fig. 176). Plusieurs points communs caractérisent ce type de modelé :

- on le trouve essentiellement sur roche schisteuse.
- il se situe dans une tranche altitudinale comprise entre 1370 m (parfois 1400 m) et 1200 m (exceptionnellement 1100 m), donc dans l'éta-ge normalement forestier.
- il affecte préférentiellement les versants à regard est, mais quelques exceptions peuvent exister, en particulier à l'amont de Cubiérettes.
- le site morphologique est souvent une tête de vallon un peu réaménagée et bourrée de matériaux géliflués, mais il peut être une facette en forme de plan régulier simplement recouvert d'une pellicule de matériaux déplacés.
- les ravins ont en général quelques dizaines de mètres de long parfois 2 ou 300 pour les axes majeurs ; la profondeur est de 2 à 4 m au maximum ; la largeur du même ordre ou légèrement supérieure, de sorte que le profil en travers est en V ouvert (à la différence des modelés occupés par des niches longitudinales, il y a rarement une forme en baquet).

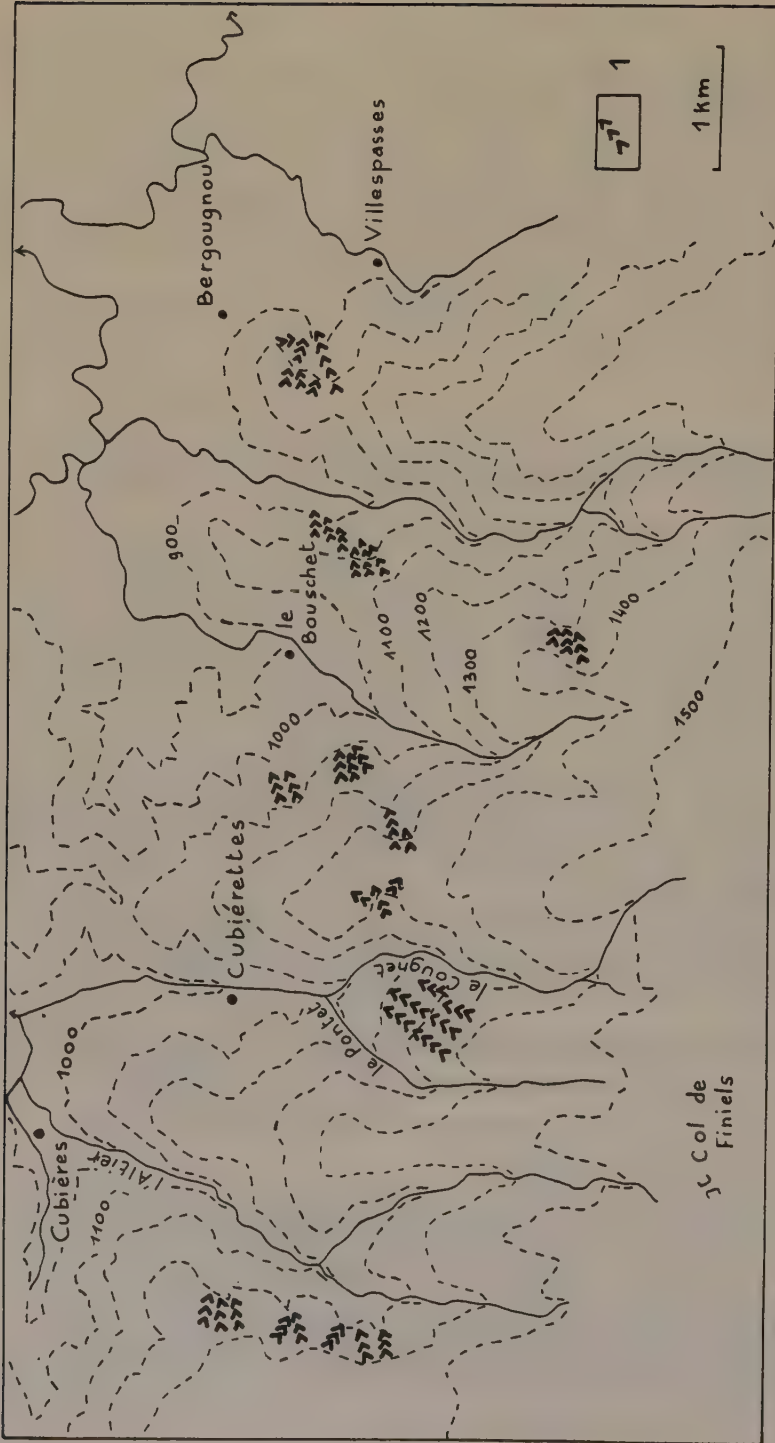


Fig. 175: Carte de localisation des ravissements de type "bad-lands" sur le flanc nord du Mont Lozère.
1. principaux ravissements.

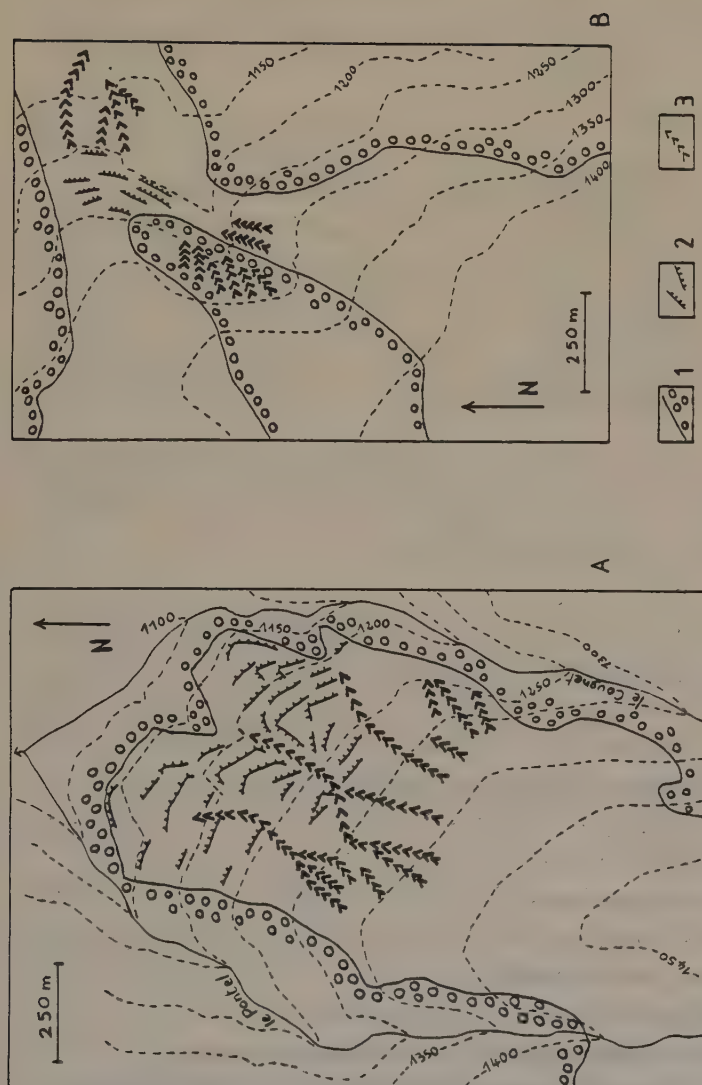


Fig. 176 : Grands ravinements de "type bad-land". A - L'exemple de Terre de Broussous (Sud de Cubièrettes). B - L'exemple de Plomoniol (près du Bouschet).

1. limite actuelle de la forêt, - 2. champ cultivé avec banquettes agricoles. - 3. ravinement. On notera que dans le cas B les ravinements se trouvent à la fois à l'amont et à l'aval de la partie cultivée.

- aucun écoulement permanent n'existe dans ces ravins ; les sources ou les chenaux à écoulement pérenne sont situés beaucoup plus bas sur le versant. Il n'y a pas de liaison directe avec le réseau hydrographique organisé.

- de nombreux petits cônes de déjection occupent de çà, de là, le fond des ravins témoignant d'une absence d'écoulement longitudinal balayant le ravin sur toute la longueur.

Le fonctionnement de ces ravins s'effectue lors des gros orages de fin d'été et d'automne. On voit alors de multiples petits bassins-versants se créer et fonctionner comme des appareils indépendants ; ils ont quelques mètres ou dizaines de mètres carrés de superficie. Suivant l'intensité de l'averse, ces bassins-versants élémentaires fonctionnent tout au long du réseau de chenaux créés ou seulement dans une partie ; à l'extrême limite, ils peuvent ne se créer qu'à l'échelle de la petite facette formant le ravin élémentaire élaboré par l'orage précédent.

Nous avons pu observer ces différents types de fonctionnement. Malheureusement, il ne nous a pas été permis de voir à quels seuils d'intensité d'averse ils correspondaient.

L'observation montre aussi un fonctionnement en fin d'hiver quand la neige ne subsiste plus en congère que dans les creux des chenaux. Une gélifraction active sévit en bordure et de petits mouvements de solifluxion favorisent la migration des matériaux. A la différence de ce qui se passe pour les congères longitudinales, la part des congères de neige dans l'évolution est beaucoup plus faible que celle du ruissellement. C'est sans doute la part de la neige dans l'évolution qui explique la localisation préférentielle de ces formes sur les versants à regard est ; notons que c'est pour les mêmes raisons d'orientation que les remplissages gélifluidaux, aux dépens desquels s'effectue le ravinement, sont plus épais face à l'Est.

Si le rôle du ruissellement concentré était seul en cause, on devrait trouver ce type de forme partout où des averses violentes peuvent se produire. Comme ce n'est pas le cas, c'est que d'autres facteurs interviennent. On se rend compte que ces bad-lands sont toujours situés immédiatement à l'amont des terres cultivées les plus

élevées, en limite inférieure des terroirs pâturés d'altitude gagnés sur la forêt à partir du haut. On se trouve dans la frange qui a été occasionnellement ouverte par des labours. On comprend dès lors mieux que l'érosion linéaire élémentaire ait affecté préférentiellement ces endroits dans la mesure où il y a eu là des blessures du tapis végétal qui ont pu être exploitées par les agents morphogéniques actuels. D'ailleurs, depuis l'abandon des cultures à cette altitude, on voit la pelouse se réinstaller et les plaies se cicatriser progressivement. C'est le cas pour la terre de Broussous où beaucoup de ravins ne sont plus fonctionnels aujourd'hui.

Les ravinements actuels de type bad-lands résultent donc de la conjonction de phénomènes naturels (ruissellement, rôle de la neige) avec des phénomènes anthropiques (défrichements en limite des possibilités du milieu). Il s'agit d'un phénomène de marge de "front pionnier" agricole. Le retrait de ce front vers des terres plus basses en altitude a provoqué un certain ralentissement de l'activité du phénomène, mais la cicatrisation est lente. Le phénomène se poursuit par une sorte d'autocatalyse même si les conditions qui ont favorisé sa naissance ne sont plus actives aujourd'hui. L'absence de tels ravinements sur le flanc sud du Mont Lozère tient plus au changement lithologique qu'à une éventuelle modification dans l'intensité des averses : la présence de granite a permis une érosion plus généralisée avec un plus grand départ de matériaux ; le décapage est tel que toute incision linéaire devient difficile. D'ailleurs, sur le massif voisin du Goulet, les plus beaux ravinements sont sur le flanc sud.

2- Une dynamique faible, modulée selon les types d'exploitation du sol.

En dehors des ravins des hauts versants orientaux, l'évolution actuelle semble faible. Sous forêt, en particulier sous les lambeaux de hêtraie, l'observation montre une grande stabilité du versant : les formations superficielles sont bien conservées et épaisses ; les sols évolués apparaissent peu perturbés ; seule la croissance des arbres modifie l'ordonnance des horizons ; quelques traces de ruissellement pelliculaire sont reconnaissables localement. Quelques troncs courbés existent mais ils sont plus à mettre en relation avec le poids de la neige sur de jeunes arbres qu'avec un déplacement sur le versant.

Dans les parties déboisées et conduites en près de fauche, l'évolution est encore plus faible grâce à l'excellente protection réalisée par le tissu herbacé serré. Seuls de petits mouvements de solifluxion ont pu se produire mais l'évolution a été vite bloquée par de petites rigoles de drainage judicieusement établies. Au contraire, les canaux majeurs tracés à flanc de versant pour l'irrigation ont pu favoriser localement quelques boursofflures de type solifluxion ; mais c'est leur abandon aujourd'hui qui est le plus néfaste à l'équilibre du versant : le mauvais entretien provoque dans la berge du petit canal une ouverture dans laquelle l'eau s'engouffre provoquant le ravinement du sol et des formations superficielles. La localisation de beaucoup de petits ravinements isolés ne se comprend qu'en relation avec les canaux d'amenée d'eau dont certains ont pu atteindre plusieurs kilomètres de long.

Enfin, une importante érosion agricole a localement favorisé l'exportation du matériel meuble qui couvrait les versants. Elle sera étudiée dans le chapitre consacré à l'érosion anthropique.

L'étude des dynamiques actuelles dans le massif du Mont Lozère permet de faire apparaître l'étagement morphoclimatique :

- *l'étage supérieur est caractérisé par une importante activité morphogénique autour des congères de neige et le gel y prend une grande part. On a donc affaire à un système morphogénique cryonival (R. Coque, 1977, p. 250). Pour définir le modelé, on peut rappeler ici quelques lignes de Y. Guillien, (1981, p. 14) : "le modelé cryonival associe donc des aires à pente limitée sur lesquelles "règne le vent" et tout à côté des versants où s'attardent les bancs de neige, où le débitage des surfaces nues est intense ou actif (...) où la solifluction est multiforme, où s'élaborent groize et grèzes ..." (p. 14). Au Mont Lozère, seule la première partie de cette définition peut être retenue, car il n'y est pas question d'importante solifluxion, ni de mise en place de groize ou grèze. Nous sommes donc ici à la partie inférieure de l'étage affecté par les processus cryonivaux.*

- immédiatement en limite supérieure de forêt apparaît l'étage le plus original : les niches longitudinales entretiennent des secteurs sans arbres jusqu'à 1400 m au Nord, 1350-1300 m au Sud ; ailleurs la forêt monte plus haut. Les bourrelets des tabliers de blocs à mouvement récent et les "ploughing blocks" témoignent d'un secteur où la soli-gélifluxion localisée peut jouer un rôle : cela correspond-il à la bande dans laquelle la forêt a connu des fluctuations historiques ? Il faut vraisemblablement répondre par l'affirmative. L'abaissement de la limite forestière doit trouver son explication dans trois phénomènes : péjoration climatique du Petit Age de Glace, développement de la transhumance (attestée à partir du XII^e siècle et poursuivie avec un troupeau ayant pu atteindre 300 000 têtes jusqu'au milieu du 19^e siècle) (A. Fel, 1962), reboisements entrepris d'une façon importante seulement à partir du milieu du 19^e siècle.

- enfin, l'étage forestier proprement dit qui ne connaît une dynamique actuelle active que là où les défrichements ont été importants, dans la partie haute de la forêt.

CHAPITRE II : LES DYNAMIQUES ACTUELLES DANS LES MASSIFS DU TANARGUE ET DU MEZENC.

Dans les deux massifs du Tanargue et du Mézenc (Velay oriental) les dynamiques actuelles naturelles n'intéressent que de petits espaces. Leur étude n'en demeure pas moins nécessaire dans la mesure où elles constituent des jalons précieux pour une régionalisation.

A- Les dynamiques actuelles dans le massif du Tanargue.

Pour présenter les dynamiques actuelles dans le massif du Tanargue, nous avons choisi deux ensembles morphogéniques situés de part et d'autre du Col du Pendu : celui du plateau des Valadous et celui du plateau de Chamlonge.

1- Le plateau des Valadous.

Situé au coeur du massif du Tanargue, le plateau des Valadous apparaît comme suspendu au-dessus de la brutale entaille de la vallée de l'Ardèche. Les points les plus hauts sont tous situés au contact avec le versant ardèchois ; de là, les pentes s'abaissent lentement vers le Nord-Ouest et un peu plus rapidement vers le Sud. Le drainage s'organise à l'Est, directement vers l'Ardèche par les ruisseaux du Prat Grand et de Thueyts, au Sud vers le Riou Clar qui rejoint la Borne (elle-même tributaire du Chassezac), au Sud-Ouest vers le Riou Brun dont les eaux rejoignent l'Allier par le ruisseau de Masméjean et enfin, au Nord-Ouest par les ruisseaux du Pendu, de Peyrol et de Chaulière qui conjuguent leurs eaux de façon à former le ruisseau de Pailhayre, une des branches initiales de l'Ardèche ; c'est donc un bon secteur de dispersion des eaux.

Les formes apparaissent clairement sur la figure 177 :

- à l'Est, plusieurs cirques d'origine glaciaire, en forme de demi-bol sont perchés au-dessus du grand versant de la vallée de l'Ardèche qu'ils échancrent nettement.

- au Sud, les grands amphithéâtres du Riou Clar et du Riou Brun possèdent des remplissages complexes dont nous avons déjà signalé l'existence.

- à l'Ouest, deux petits amphithéâtres aux formes douces, têtes de vallons réaménagées des ruisseaux de Peyrol et de Chauilière ; ils sont suivis par des vallons en berceau aux versants ouverts passant brutalement à des ravins étroits, à pente longitudinale forte, pour atteindre les ruisseaux de Verrerie-Pailhayre.

Entre ces formes en creux s'étendent des espaces plans ou légèrement inclinés vers l'Ouest/Nord-Ouest. Les formations superficielles sont inégalement distribuées : à l'Est, les versants sont presque nus sauf dans la partie supérieure où l'on note les épais remplissages des moraines ou des formations de type glacier couvert ; à l'Ouest, tout est couvert par une formation hétérogène à blocs et matrice fine qui présente une épaisseur très irrégulière, inférieure au mètre sur les espaces plans ou à pente faible, dépassant le mètre dans les têtes de vallons et les secteurs en berceau, atteignant plusieurs mètres dans le fond des grands amphithéâtres comme celui du Riou Clar.

Ces modelés sont tous développés dans les migmatites massives, au réseau de diaclases large, au moins 30 à 40 cm, souvent métrique. De grandes failles récentes donnent des limites quadrangulaires à cette unité morphologique que l'on peut certainement interpréter comme un bloc basculé vers l'Ouest. C'est à partir de ces accidents que les formes majeures ont été dégagées : le grand versant de la vallée de l'Ardèche peut être interprété comme en partie d'origine structurale, en partie lié à une importante érosion. La taille et la nature des formes de détail sont, quant à elles, contrôlées par des phénomènes d'origine climatique : suralimentation neigeuse expliquant les cirques bien creusés à l'Est tandis qu'à l'Ouest, la faible épaisseur de neige n'a permis que l'évidement d'amphithéâtres larges, aux formes mal venues ; les aménagements de type Riou Clar étant une sorte d'intermédiaire.



Fig.177 : Le plateau des Valadous : principales formes et formations.

1. chicots rocheux - 2. cirques d'origine glaciaire incrustés en sommet de versant. - 3. amphithéâtre peu marqué en forme de tête de vallon réaménagé. - 4. amphithéâtre bien marqué avec remplissage de type Riou Clar. 5. moraine. - 6. moraine de type glacier couvert. - 7. éboulis ou tablier de blocs. - 8. ravins. - 9. vallon en berceau aux versants ouverts.

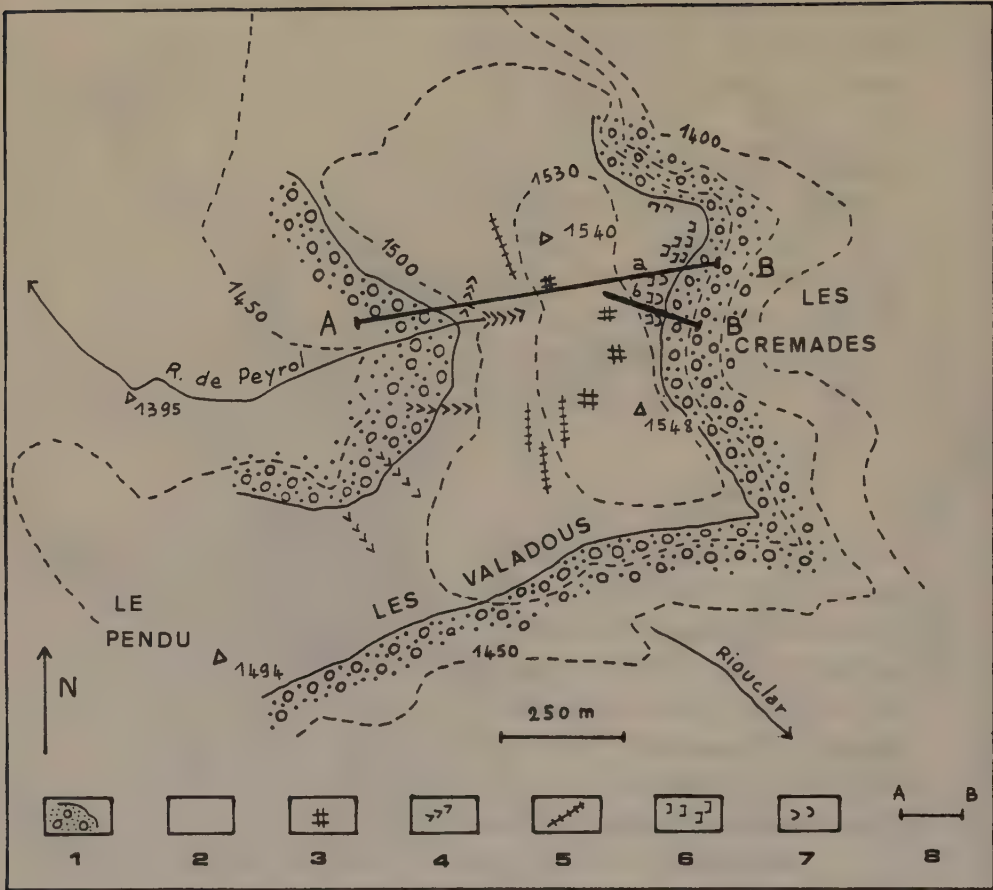


Fig.178 : Les morphodynamiques actuelles sur le plateau des Valadous.

1. limite actuelle de la forêt (hêtraie rabougrie). - 2. secteur à pelouse continue. - 3. secteur à écorchure de pelouse. - 4. ravinements actuels. - 5. cicatrice laissée par d'anciennes drailles. - 6. terrassettes. - 7. loupe de solifluxion. - 8. localisation de la coupe de la fig.179.

Nous pouvons étudier la partie plane du plateau des Valadous, entre les sources du ruisseau de Peyrol et le cirque des Crémades, comme un ensemble morphogénique (ensemble "morphogénétique" au sens de G.Soutadé). Ce dernier comprend tous les espaces plans ou à pente faible inclinés vers l'Ouest et le haut du versant, en rive droite de l'Ardèche (fig.178). On peut considérer que ses bordures sont celles de l'espace supra-forestier situé entre deux lisières forestières, limites naturelles actuelles de la forêt en altitude.

Les deux géotransects réalisés à travers cet ensemble morphogénique permettent de comprendre son fonctionnement actuel. Réalisés d'Ouest en Est, au droit du cirque des Crémades, ils ne diffèrent l'un de l'autre que par leur bordure orientale, l'une passant par un chicot rocheux dominant brutalement le cirque (a), l'autre par un léger val-lon établi entre deux pointements rocheux en saillie (b).

Etudions d'abord la limite supérieure de la forêt. Le Tanargue a été longtemps une région pastorale servant de terre d'accueil aux troupeaux transhumants venant du Bas Languedoc, ce qui explique l'importante déforestation dont ces hautes terres ont été victimes. Certes, aujourd'hui, quelques troupeaux de moutons parcourent encore ces espaces pastoraux mais le terrain utilisé s'est considérablement réduit au cours du XXème siècle et la forêt a repris localement ses droits. De part et d'autre du sommet du plateau des Valadous, là où passe le géotransect, nous pouvons considérer les limites forestières comme naturelles : la hêtraie se termine par une lisière d'arbres de plus en plus rabougris, aux troncs tors et multiples ; elle est suivie, vers le haut, par une étroite lisière de lande à genêts purgatifs (*Genista purgans*). Les conditions naturelles qui limitent la croissance de la forêt apparaissent sur la figure 179 et l'on peut, à l'Est comme à l'Ouest, retenir deux aspects :

- les arbres se localisent en dehors des points culminants battus par les vents ; les jeunes pousses sont en effet irrémédiablement cassées dès que les arbustes dépassent l'abri offert par les cuvettes topographiques.

- la pousse des arbres est aussi bloquée par les congères de neige ; la neige balayée sur le haut plateau s'accumule soit en bordure des têtes de vallons réaménagées, soit au sommet du versant ardéchois,

en corniche. Par son poids qui casse les jeunes branches, mais aussi par la durée de sa présence au sol (souvent supérieure à 8 mois), elle empêche la progression de l'arbre, au bénéfice de la lande ou de la pelouse.

Ce sont donc les conditions topoclimatiques qui contrôlent la limite de la forêt en raison de l'existence d'un modelé hérité et de la violence des vents alternés selon une direction tantôt NO-SE, tantôt SE-NO, la première l'emportant largement. La distribution des congères de neige n'est qu'une conséquence des deux phénomènes. Ajoutons que la lisière forestière, une fois installée en conditions limites, participe elle-même à son maintien dans cette situation : à l'Ouest, en particulier, c'est elle qui provoque, par l'obstacle ainsi établi, l'accumulation de neige laquelle va être responsable de la mauvaise pousse des arbres.

La limite de la forêt est donc guidée par trois éléments qui se conjuguent : topographie, aspect climatique, rôle des végétaux eux-mêmes. Dans ces conditions, on comprend aisément que cette limite ne puisse se présenter que sous la forme d'une mosaïque : elle se situe vers 1490 m à l'Ouest, sans doute seulement 1480 m autour de l'interfluve qui prolonge au Sud-Ouest le plateau des Valadous vers le Col du Pendu ; à l'Est, la limite se relève pour atteindre 1520 m, en profitant de l'abri produit par le plateau, relevé sur sa bordure orientale. Sur les serres qui prolongent vers l'Est les plateaux, la limite s'abaisse encore en raison de "l'effet de crête" qui accroît la violence des vents et la forêt n'y dépasse guère 1400 m.

Les dynamiques actuelles s'inscrivent au long du transect d'une façon ponctuelle, sauf en bordure des grands cirques où elles prennent plus d'importance. Quatre types d'évolution actuelle avec leurs formes associées méritent de retenir notre attention :

- le premier consiste en anciennes stries de parcours aujourd'hui cicatrisées. Elles se présentent sous forme de "rainures" allongées parallèlement à la bordure de l'Ardèche. Ces sortes de sillons, larges de 4 à 5 m, sont peu profonds (30 à 40 cm). Ils présentent un fond plat et des bords affaissés, légèrement dissymétriques, celui de l'amont -

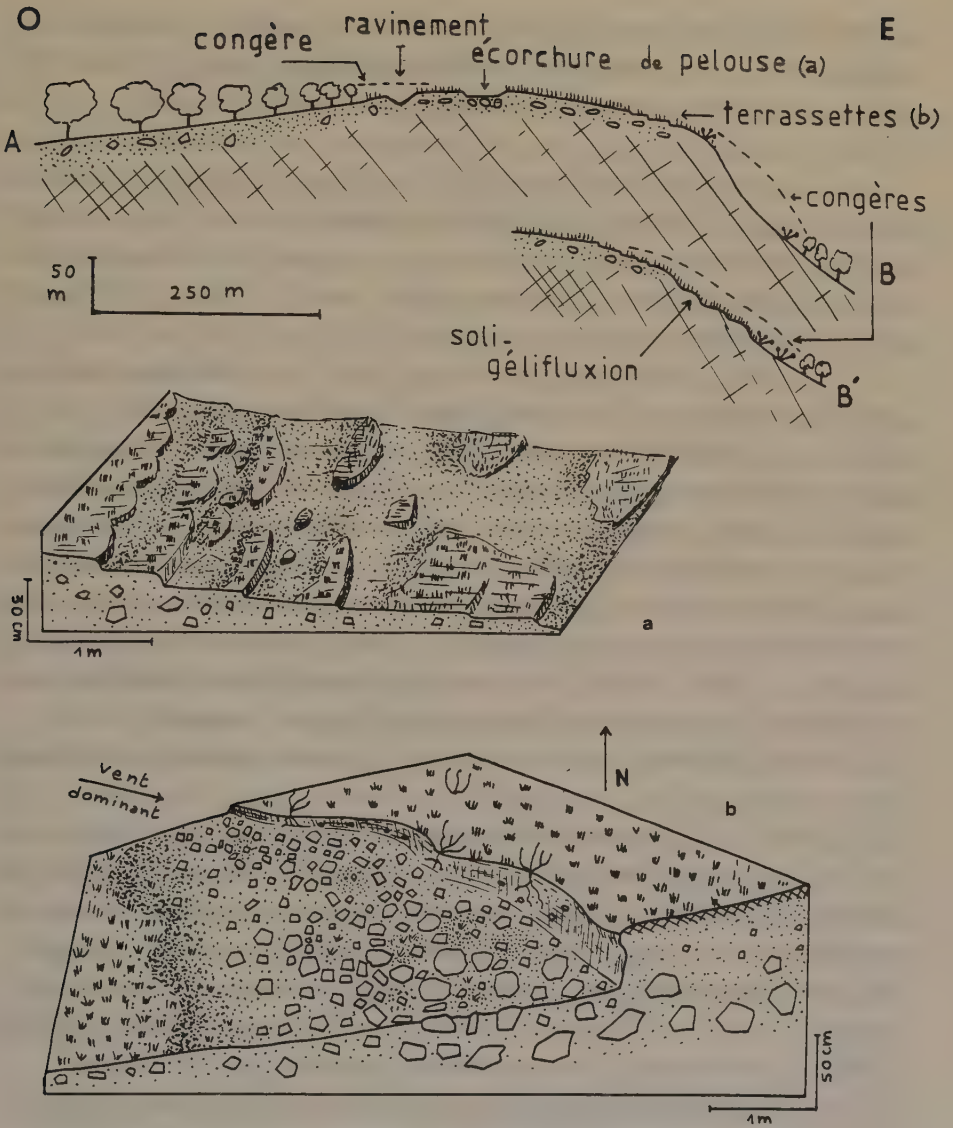


Fig.179 : Géotranssect à travers le plateau des Valadous.

Pour la réalisation du document, il a été tenu compte de l'échelle des hauteurs, mais l'épaisseur des formations superficielles et la taille des formes de détail ont été exagérées.

a - détail des terrassettes

b - détail d'une écorchure de pelouse

versant étant plus raide que celui de l'aval. Ils sont en général bien végétalisés, ce qui témoigne de l'inactivité de la forme ; seuls quelques blocs apparaissent au fond, témoins d'un ancien pavage.

- le second est formé de petites "écorchures" de pelouse (fig.179b). La pelouse est localement détruite sur quelques dizaines ou centaines de mètres carrés et sur 30 à 40 cm de haut ; les bords de ces plages sont en général dissymétriques, le bord faisant face à l'O/NO, c'est-à-dire aux vents dominants, étant le plus raide.

L'évolution est complexe et fait appel à de nombreux facteurs : après une ouverture de la pelouse, même de petite taille, divers processus naturels se cumulent pour élargir la plaie. Le gel intervient par le système des pipkrakes sur la bordure qu'il désagrège progressivement ; le vent dessèche l'entaille provoquant la nécrose des racines et parfois entraîne les matériaux fins, ce qui crée des microformes en coup de faux ; la neige qui stagne en plaque dans ces creux favorise l'action du gel / dégel en accentuant l'imbibition lors des périodes de fonte ; enfin, lors des gros orages de fin d'été ou d'automne, le ruissellement diffus évacue les matériaux fins et transporte les sables et les gravillons qu'il accumule à la terminaison aval de la forme.

Tout ceci contribue à l'enlèvement du sol sur une faible épaisseur et à l'agrandissement latéral de la forme, le côté amont étant progressivement rogné ; en fait, cet agrandissement n'est jamais poussé dans la mesure où la pelouse fait une reconquête à l'aval, là où les fines sont accumulées. De ce fait, les formes vives ne dépassent pas quelques centaines de mètres carrés de superficie mais le récurage, ainsi provoqué, des formations superficielles touche de grands espaces.

En profondeur, le blocage se fait sur une sorte de pavage où l'on remarque une organisation rudimentaire en cercles de pierres de 40 à 50 cm de diamètre entourant des coeurs plus chargés en fines. Cette structuration n'est pas active aujourd'hui : les blocs sont à plat ; détruite, la forme ne se refait pas dans le cadre des hivers actuels. Nous sommes, tout comme sur les "plas" sommitaux du Mont Lozère, en présence d'un héritage que l'on doit faire remonter au Tardiglaciaire ou au Dernier Maximum Glaciaire.

- le troisième type d'évolution actuelle des versants apparaît sous la forme de petits ravins qui affectent les bordures de la tête de val-lon du ruisseau de Peyrol. Les matériaux de remplissage, héritage de la Dernière Période Froide, sont entaillés sur plusieurs dizaines de mètres, parfois 100 ou 200 m ; la largeur du ravin ne dépasse pas quelques mètres (5 à 10) tandis que la profondeur peut atteindre 2 à 4 m, attaquant dans ce cas l'arène en place sous-jacente, une fois les formations gélifluées de surface enlevées ; la coupe en travers n'est pas toujours celle d'un ravin en V mais peut prendre l'allure d'un baquet étroit à fond plat et bords raides.

L'observation au cours des saisons permet de comprendre le déroulement des processus. Certes, le ruissellement concentré est le premier agent ; mais à ce simple ruissellement, il faut ajouter le rôle de la neige qui s'accumule dans le creux initial créé par les eaux courantes, en congères longitudinales ; la neige en fondant favorise l'action du gel / dégel et de la soli-gélifluxion sur les bords de l'entaille. On comprend dès lors que l'évolution se fasse latéralement et que les ravins prennent une forme transversale en U.

Le transport longitudinal des matériaux ne se fait pas sur de grandes distances et n'atteint jamais la partie du chenal entretenue par l'écoulement pérenne. Tout un emboîtement de petits bassins-versants, de la dizaine à la centaine de mètres carrés, conduit à la création de petits cônes aplatis installés en divers points du ravin principal ; la végétalisation de ces cônes est plus ou moins poussée, en rapport avec l'espacement des apports de matériaux. On retrouve ici des formes identiques à celles signalées à la limite supérieure de la forêt, dans l'exemple du Mont Lozère.

- le dernier type se localise sur la bordure orientale du plateau. La pente s'accroît brutalement et la gravité devient le facteur prépondérant. Deux sous-types doivent être distingués selon que le versant soit formé par une corniche rocheuse et raide ou qu'au contraire, une légère dépression s'ouvre entre deux avancées rocheuses. Cette inégale topographie dépend de la structure : les saillies rocheuses correspondent aux secteurs à diaclasage large, les dépressions sont creusées dans les secteurs à diaclases rapprochées, de ce fait fortement arénisés.

Le moteur de l'évolution est lié à l'importance des congères de neige et à leur durée. Dans le cas du versant à chicot rocheux, la congère déborde légèrement sur le plateau dont elle se retire progressivement au fur et à mesure de la fonte de la neige : la pelouse est alors soumise aux actions du gel / dégel, du vent, du ruissellement et de la micro-gélifluxion, ce qui conduit à la création de terrassettes ; elle est étirée et découpée en étroites guirlandes parallèles à la bordure de la congère (fig. 179 a).

Là où le versant n'est pas rocheux, la pente moins forte et l'abondance du matériel fin provoquent une évolution différente : certes, en bordure de la congère la pelouse du plateau est découpée en terrassettes, mais, sous la neige, dans le creux proprement dit, se développe une topographie bosselée avec des loupes de 40 à 50 cm de haut mises en place par soli-gélifluxion.

C'est dans ce cadre étroit, juste à la bordure amont du versant ardéchois, que se produit l'attaque la plus importante. En arrière, sur le plateau, la pelouse demeure intacte. Plus bas, sur le versant, les pentes sont telles que la neige ne tient pas et que les grands panneaux de roche saine affleurante semblent immunisés. Il se produit donc, à l'emplacement de la congère, un biseautage de la partie supérieure du versant. Cette modeste retouche concerne une quantité réduite de matériaux : un ou deux mètres d'épaisseur sur quelques milliers de mètres carrés. Il ne s'agit que d'une retouche légère comparée à l'évolution d'ensemble du versant réalisée lors du Grand Maximum de Froid würmien (fig. 180).

On retrouve sur le plateau des Valadous certains des traits qui ont été décrits sur le Pla Guillem dans les Pyrénées orientales par G. Soutadé (1980), en particulier "les coups de biseau sur le rebord interne des cirques en demi-bol" (p. 187-192) et les "râpages cryo-éoliens" (p. 184-185). Cependant, la présence de ravinements en bordure de la forêt nous conduit à rapprocher davantage l'ensemble morphogénique des Valadous à la variante du type Pla Guillem représentée par la bordure ouest du batholite de Costabonne, dans la région du Pic de Coma Armada. La figure 68 présentée par G. Soutadé (p. 234) montre entre le cirque de Conclos et le ruisseau de Coma Armada des modelés identiques à ceux que

nous avons représentés sur la figure 179 . Le décalage altitudinal entre les limites inférieures des phénomènes étudiés est de l'ordre de 800 m, ce qui montre un net abaissement des limites morphoclimatiques entre les Pyrénées et le Tanargue.

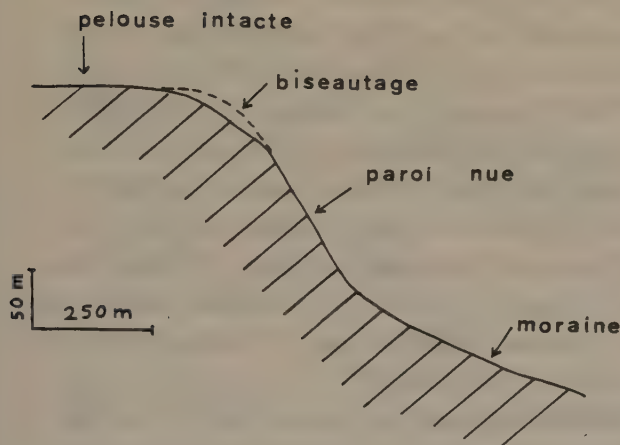


Fig. 180 : Coupe à travers la bordure orientale du plateau des Valadous montrant le biseautage actuel du versant.

2- Le plateau de Chamlonge.

L'évolution est presque identique à l'Ouest du col du Pendu, sur le petit plateau de Chamlonge. Il s'agit d'une haute surface de 4 km de long sur 1 km de large dont le grand axe est orienté O-NO/E-SE. Les formes y sont douces avec des espaces plans sommitaux entaillés sur le bord sud par de vastes amphithéâtres de type Riou Clar ; vers le Nord, de simples têtes de vallons réaménagées terminent, à l'amont, de petites vallées qui se dirigent vers l'Espézonnette. Une telle dissymétrie pour les formes d'échelle moyenne s'explique à la fois par des raisons structurales - le versant sud est plus redressé - et par des raisons climati-

ques - le versant sud est beaucoup plus enneigé que le versant nord où la neige ne tient que dans les têtes de vallons un peu creusées.

Outre les traces laissées par le passage des troupeaux le long des drailles, l'évolution actuelle se résume en une combinaison de processus liés au ruissellement concentré et à la neige. Elle se produit seulement en bordure des amphithéâtres ou des têtes de vallons, là où la suralimentation neigeuse accumule les congères les plus abondantes et les plus durables. La comparaison des figures 181 et 182 montre une superposition remarquable entre les secteurs les plus enneigés et les secteurs à dynamique actuelle active. L'évolution se fait par de petits ravins vifs, profonds de 1 à 2 m, larges de 2 à 4 m et s'étendant sur 100 ou 200 m de long ; ces ravins se rejoignent latéralement et passent vers l'amont à une pelouse écorchée dans ce que l'on peut appeler leur bassin de réception. L'évolution est donc comparable à ce qui a été décrit sur le plateau voisin des Valadous : à l'action de tous les processus qui entourent la plaque de neige, s'ajoute celle du ruissellement lors des orages de fin d'été et d'automne. Les secteurs affectés connaissent une évolution latérale lente et irrégulière, avec reprise locale de la végétation. (Planche XIV)

Cette évolution actuelle se manifeste surtout sur le versant sud, là où la suralimentation neigeuse est la meilleure ; elle affecte aussi les têtes de vallons du Nord mais d'une manière plus ponctuelle et qui donne l'avantage aux processus liés au ruissellement. En raison d'une topographie moins contrastée, le plateau de Chamlonge n'est pas touché par le biseautage noté sur le versant ardéchois du plateau des Valadous.

3- Le reste du Tanargue.

En dehors des secteurs de limite supra-forestière que nous venons de décrire, l'évolution actuelle est relativement faible sur les versants. En milieu forestier, sur le haut plateau, les dynamiques de surface ne sont pas efficaces, en particulier dans les vieilles forêts domaniales comme celles de Mazan, de Bauzon ou des Chambons. La qualité du sous-bois est telle qu'il bloque, par sa présence, toute tentative de concentration des filets d'eau et qu'il enlève toute efficacité au

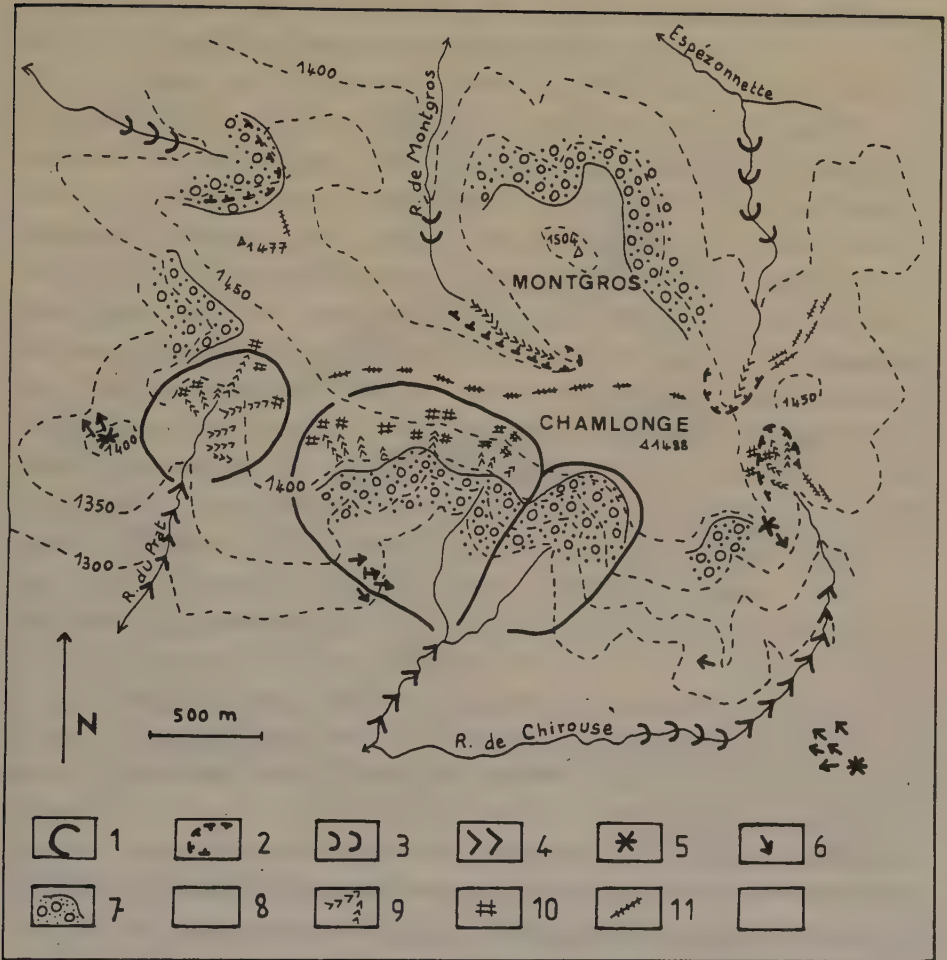


Fig.181 : Le plateau de Chamlonge : formes, formations et dynamiques actuelles.

1. amphithéâtre bien marqué avec remplissage de type Riou Clar. - 2. amphithéâtre peu marqué en forme de tête de vallon réaménagée. - 3. vallon en berceau. - 4. ravin. - 5. chicot rocheux. - 6. tablier de blocs. - 7. limite naturelle actuelle de la forêt. - 8. secteur à pelouse continue. - 9. ravinements actuels. - 10. secteurs à écorchure de pelouse. - 11. cicatrice laissée par les drailles.

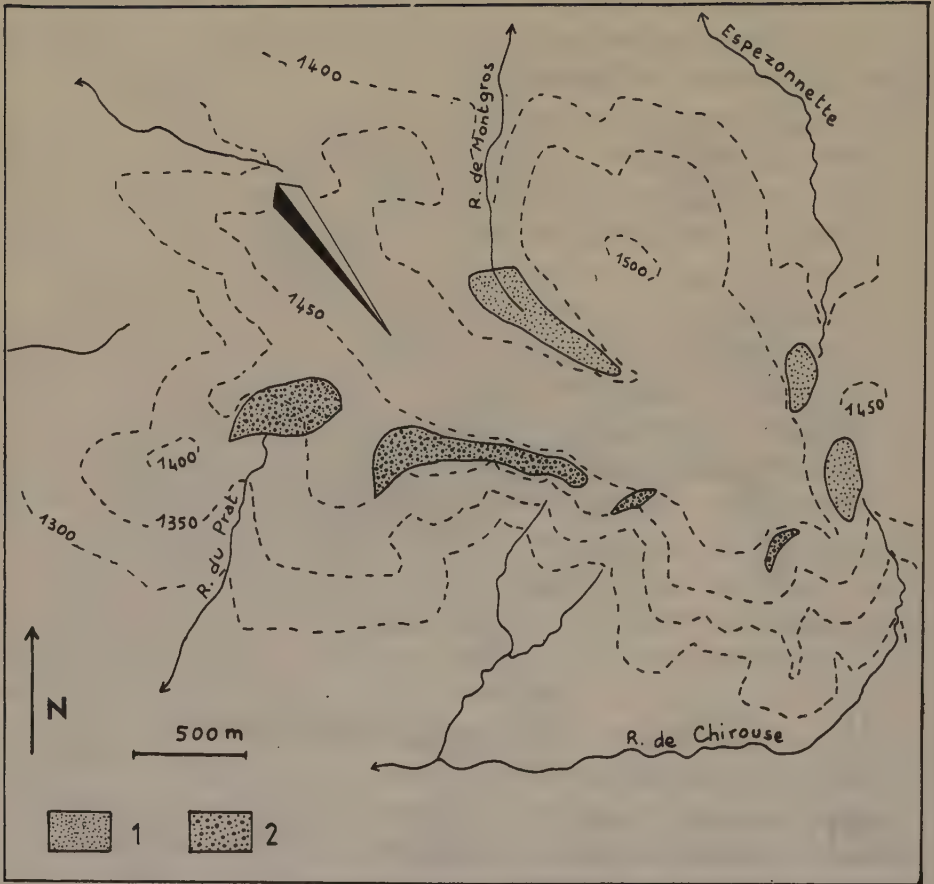


Fig. 182 : L'enneigement tardif sur le plateau de Chamlonge.

1. congère tardive peu épaisse. - 2. congère tardive épaisse.

La flèche indique le sens des vents dominants.

ruissellement diffus. Le tapis neigeux présente rarement des congères durables et son rôle est plus protecteur qu'agressif.

Le seul cas d'évolution importante et originale est lié à des conditions structurales particulières : il se produit dans la forêt domaniale du Chap del Bosc. Les versants taillés entièrement dans les schistes à sérécite sont extrêmement raides en raison du grand enfoncement de la Borne mais de petits espaces plans sommitaux subsistent vers 1180 - 1200 m ; ces éléments plans ont été longtemps protégés par des placages de Trias, récemment décapés, et dont des témoins se sont maintenus quelques kilomètres plus au Sud sur les granites de Montselgues. Sur ces éléments plans, la forêt montre souvent de vastes clairières dans lesquelles la roche à nu perce au milieu d'une maigre végétation de lande à callune. Le décapage récent a été intense et de rares témoins de l'ancien sol ne subsistent que dans les fissures de la roche. Ce décapage s'est produit grâce aux mêmes processus qui conduisent aux écorchures de pelouse que nous avons signalées par ailleurs, mais ici, la fragilité des formations superficielles schisteuses fait qu'elles ont été entièrement éliminées.

Grâce à un tel nettoyage, on peut relever de loin en loin l'existence de cercles de pierres à organisation fruste (fig. 183) : tout comme au plateau des Valadous, ces cercles ont en général de 40 à 50 cm de diamètre ; les dalles qui les constituent sont le plus souvent à plat ; le coeur est constitué d'esquilles grossières avec peu de matériel fin. En raison de leurs caractères, ces microformes doivent être considérées comme un héritage provenant de la dernière période à froid marqué. Par endroit, les cloisons des cercles de pierres sont formées de plaquettes de schistes, parfaitement redressées sur la tranche ; elles peuvent dans ce cas-là, englober plusieurs cercles et prendre l'allure de polygones plus vastes ; en général, ces polygones sont incomplets et les plaquettes verticales ne subsistent que sur un ou deux côtés, ayant été, par ailleurs, remises à plat postérieurement à la période de cryoturbation.

En dehors des cercles de pierres, le décapage a été si poussé que la roche en place affleure partout. Cet excessif décapage s'explique par le fait qu'avant d'être forestier, ce secteur a hébergé d'importants troupeaux de moutons venant du Languedoc. Une fois mise à nu,

la roche est soumise à une gélifraction actuelle qui peut surprendre à cette altitude (autour de 1200 m) mais qui s'explique à la fois en raison des conditions structurales (aspect feuilleté des schistes) et par le fait que la roche ainsi exposée connaît un début d'altération. Dans un contexte identique, à quelques kilomètres de là, sous une importante couverture pédologique et végétale, le rôle de la cryoclastie n'est pas perceptible. Nous retrouvons ici des conclusions identiques à celles de J. Tricart (1967, p. 131-132) lorsqu'il montre que, paradoxalement, le gel actuel est plus actif en Languedoc qu'en Alsace en raison de la dégradation de la Garrigue, ce qui multiplie les têtes de roche nue.



a



b



c

- | | | |
|---|---|---|
|  | 1 | bloc de schiste à plat |
|  | 2 | plaquette de schiste verticale |
|  | 3 | matériaux fins (plaquettes de petite taille, sable et limons) |
|  | 4 | fétuque |
|  | 5 | Callune |

Fig. 133 : Sols structurés à Chap del Bosc.

a - décapage montrant des cercles de pierres hérités. b - cloisons de cercles de pierres. c - ébauche de terrassette.

A Chap del Bosc, les gélifracts, une fois détachés, se déplacent lentement sur le versant grâce à la neige et au ruissellement, et s'accumulent en arrière du premier obstacle végétal rencontré : ainsi, se créent de toutes petites terrassettes qui migrent lentement vers l'aval en recouvrant progressivement les rares végétaux, en particulier la bruyère dont la tige s'allonge au fur et à mesure du déplacement (fig. 183, c). Cette gélifraction attaque aussi bien les secteurs à roche en place que ceux avec cercles, mais, sur ces derniers, elle semble un peu moins efficace, sans doute en raison de leur agencement et par le fait que la roche est comme "épuisée" vis-à-vis de l'action du gel / dégel. Progressivement, l'action de la cryoclastie s'atténue alors que le recouvrement végétal en sous-bois devient plus dense.

Au Tanargue, les dynamiques actuelles touchent des espaces réduits et présentent des processus de limite supérieure de forêt. L'aspect en mosaïque des secteurs affectés est un trait majeur.

B- Les dynamiques actuelles dans le massif du Mézenc.

En Velay oriental, les hauts plateaux ont été presque entièrement mis en valeur sur le plan agricole en raison de la qualité des sols (à caractères andiques) et des fortes densités de population. Dans le Nord (Meygal, Lizieux), la petite culture céréalière s'est installée jusque sur les premières pentes des sucres phonolitiques (A. Fel, 1962). Les dynamiques actuelles naturelles ne peuvent se localiser que sur les seuls pointements rocheux les plus élevés et elles ne jouent qu'un faible rôle en raison de la couverture pédologique et forestière (Meygal, Lizieux) ; tout au plus peut-on retenir une gélifraction actuelle sur les chicots phonolitiques sommitaux.

Plus au Sud, dans la région du Mézenc, la structure agraire traditionnelle était de type "herbagère - pastorale". L'habitat y monte très haut, à 1500 m pour les fermes isolées de la commune des Etables, et s'accompagne de l'ouverture de petits champs cultivés (avoine, pomme



Fig. 184: Les dynamiques actuelles sur le Mont Mézenc.

1. limite supérieure de la forêt (naturelle). - 2. grands éboulis flués à bourrelets. - 3. petits cônes d'éboulis fonctionnels. - 4. terrasses. - 5. secteurs à écorchures de pelouse. - 6. ravinelements actuels d'origine complexe.

de terre) jusqu'à ces altitudes. Dans ces conditions, seul le massif du Mézenc présente des secteurs affectés par une morphogenèse actuelle que l'on peut considérer comme naturelle en dépit du passage des troupeaux et ...des touristes. Ce lourd pointement de phonolite montre des versants à pentes fortes et dissymétriques, le versant oriental étant beaucoup plus raide que l'occidental (fig.184). Rappelons d'abord l'existence, tout autour du pointement, d'une auréole d'éboulis flués à grands bourrelets, éboulis hérités dont l'évolution semble aujourd'hui figée ou réduite à de rares retouches. Ces éboulis sont plus abondants et plus évolués vers l'Est que vers l'Ouest et cela pour des raisons structurales (pentes plus fortes, meilleur dégagement des pointements de phonolite). La limite supérieure de la forêt prend l'allure d'une mosaïque dans laquelle pénètrent les bourrelets les plus à l'aval des grands éboulis ; cette limite se situe vers 1630 m au Nord, 1650 m à l'Ouest, se relève au Sud pour atteindre 1700 m et s'abaisse à l'Est où elle ne dépasse pas 1550 - 1580 m ; dans ce dernier cas, elle a sans doute été très abaissée par l'homme, mais le rôle actif des congères de neige actuelles ne doit pas être à négliger non plus pour comprendre les difficultés de la reconquête par les arbres. Il est bien certain que cette forêt à caractère domanial est une création humaine, mais, étant donné l'ancienneté du reboisement, son évolution en lisière présente des caractères naturels : arbres progressivement cassés puis rabougris en bordure de la forêt de Chaudeyrolle. Les seules relictés de la forêt primitive sont quelques boqueteaux de hêtres sur le flanc sud-est. Au-dessus de la forêt s'étend une lande à framboisiers, myrtilles, bruyère, fêtuque et nard, qui grimpe jusqu'au sommet ; des arbres isolés la piquètent partout : petits épicéas, pins ne dépassant pas 1,5 à 2 m de haut, genévriers au port rampant.

Plusieurs types de phénomènes caractérisent la morphogenèse actuelle :

- le premier est lié à la cryoclastie qui s'exerce encore sur les têtes de rochers : elle est favorisée par la structure des phonolites qui se présentent souvent à l'affleurement en grands feuillets séparés par des diaclases bien marquées ; le pendage accusé des feuillets et la disposition verticale des diaclases qui, remplies de matériaux

d'altération, retiennent bien l'eau. Ainsi, de nombreuses esquilles ou plaquettes de petite taille sont détachées.

Cette gélifraction fournit, avec l'exhumation des blocs libérés lors du Dernier Maximum de froid, les matériaux qui sont ensuite remobilisés sur le versant. On assiste ainsi à la création de petits cônes d'éboulis de quelques dizaines de mètres carrés au pied de chaque chicot rocheux, tout autour du massif ; des mouvements "à sec" se produisent à l'intérieur de chaque cône, à chaque surcharge en matériaux.

- le deuxième type correspond à une évolution en terrassettes prenant parfois l'allure de grandes banquettes. On les trouve surtout au Sud-Est au pied du sommet principal, entre 1600 et 1700 m, là où la pente moins forte n'atteint que rarement 15 à 18° (fig. 185) ; quelques éléments se trouvent au Nord-Est au pied du deuxième sommet, mais leur taille est moins grande, les formes moins nettes et elles semblent non actives, sans être très anciennes. La localisation de ces formes correspond exactement aux secteurs à grosses congères de neige. Là où ces terrassettes sont les plus belles, elles ressemblent au modèle décrit dans d'autres régions : de grandes marches horizontales de 1 m à 1,5 m de large sont séparées par des contre-marches de 30 à 40 cm de haut, pouvant atteindre 1 m ; sur la marche, des plaquettes de phonolite à plat recouvrent par une sorte de dallage, un matériel hétérogène qui provient des anciennes formations gélifluées à blocs ; en bout de marche, et formant la contre-marche, les plaquettes viennent s'accumuler en bourrelets, chacune d'elles relevant nettement du nez vers l'aval (fig. 185) ; la progression vers l'aval est matérialisée par le recouvrement des genévriers que nous avons pu suivre dans certains cas sur plus d'un mètre. Les contre-marches sont en général perpendiculaires aux vents venant du Sud-Ouest : elles évoluent par déflation qui provoque la nécrose des racines des plantes, en particulier la bruyère, et par la gélifraction qui désagrège l'horizon de sol ainsi mis à nu.

Ce type de forme est à rapprocher de ce qui a été montré par G.Soutadé (1980) dans les Pyrénées orientales, en particulier sur la photo 37, p. 283, où l'on voit des terrassettes bloquées sur des bandes de *Festuca durissima* sur le contrefort occidental du Puigmal, en exposition ouest, à 2300 m d'altitude.

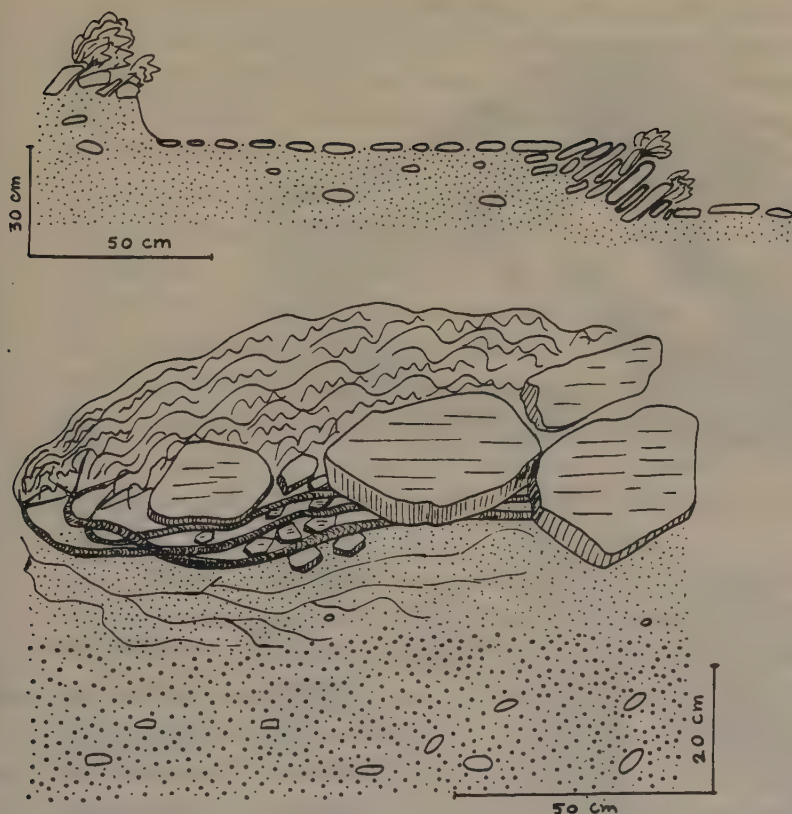


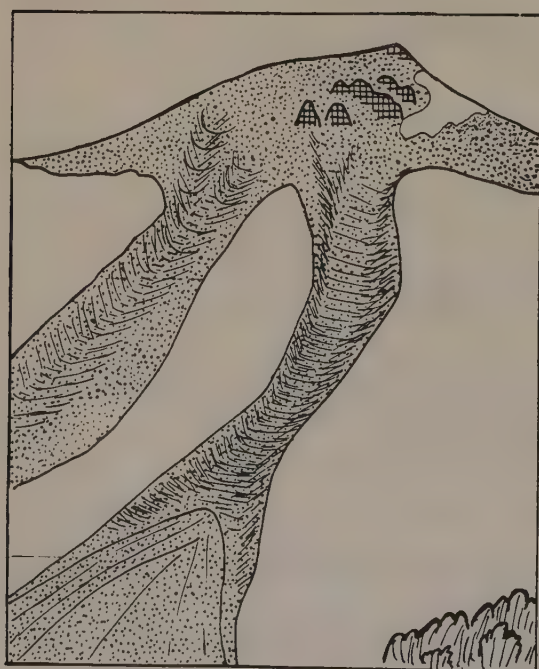
Fig.185 : Mouvements des blocs sur le flanc sud-est du Mont Mézenc.

- a - coupe à travers une terrassette.
- b - les relations blocs-végétation.

- le troisième type d'évolution actuelle conduit à la création de longs ravins principalement visibles à l'Est et au Sud-Est du massif (fig.186). Ces ravins se présentent comme de longues balafres dépassant la centaine de mètres de long : elles ont en général de 4 à 10 m de large pour une profondeur de 1,5 m à 3 m ; le fond du chenal, le plus souvent plat, est parfois incisé par de petits ravins secondaires se terminant par de petits cônes de déjection qui obstruent le chenal principal. Tout à l'aval, un énorme cône de matériaux hétérogènes termine la forme. Ces ravins affectent des tabliers de blocs hérités dont



A



B

- | | | |
|---|---|---------------------------------|
|  | 1 | roche à nu |
|  | 2 | coulée boueuse |
|  | 3 | secteur végétalisé |
|  | 4 | éboulis et
tabliers de blocs |
|  | 5 | végétation
buissonnante |

Fig. 186: Dynamiques actuelles sur le flanc sud-est du Mont Mézenc.

A - Couloirs d'avalanches et de coulées boueuses.

B - Couloirs d'avalanches.

les matériaux sont redistribués selon l'axe des entailles.

Plusieurs processus interviennent pour expliquer ces incisions. L'action des avalanches se manifeste à partir des congères en déséquilibre, installées au sommet du versant lequel est, à cet endroit, particulièrement raide. A cela, s'ajoute le ruissellement concentré dans la mesure où la partie supérieure du versant, rocheuse, est d'une taille suffisante pour servir de bassin de réception des eaux. Suivant l'intensité de l'averse, le chenal est balayé sur toute sa longueur ou au contraire n'est affecté que localement, ce qui explique les petits ravins secondaires et les cônes intermédiaires. Enfin, nous avons pu voir fonctionner ces ravins en coulées boueuses (automne 1980). C'est grâce à cette dernière dynamique que se mettent en place, sur certains chenaux, de part et d'autre de l'axe, des ramparts latéraux, sortes de longues levées de matériel hétérogène à dominante fine.

Ainsi, plusieurs dynamiques peuvent se relayer dans les mêmes chenaux selon des périodicités saisonnières, annuelles ou pluri-annuelles. Seul le ruissellement concentré se produit tous les ans, plusieurs fois à l'automne. Les avalanches ont une périodicité difficile à établir. Quant aux coulées boueuses, il faut des pluies exceptionnelles comme celles de septembre 1980 pour les voir se déclencher, le phénomène étant favorisé par la présence de matériaux fins contenus dans les cônes mis en place par le ruissellement saisonnier.

En dehors du secteur à tabliers de blocs du Sud/Sud-Est, l'action du ruissellement concentré se fait sentir d'une façon ponctuelle, en limite supérieure de forêt. Disséminés tout autour du pointement du Mézenc, de petits ravins témoignent du fonctionnement de ce processus, fonctionnement qui ne se produit que quelques heures par an. De petites coupures dans le tapis végétal provoquent lors des grosses averses d'automne la concentration des eaux dans de petits bassins de réception de quelques mètres carrés ou dizaines de mètres carrés de surface ; un court chenal y fait suite et un cône, lui aussi de petite taille, s'établit en arrière d'obstacles formés par un arbuste ou un bloc. Ces minuscules "bassins torrentiels" fonctionnent fréquemment, plusieurs fois par an, en relation avec l'intensité des averses ; leur forme et leur taille se modi-

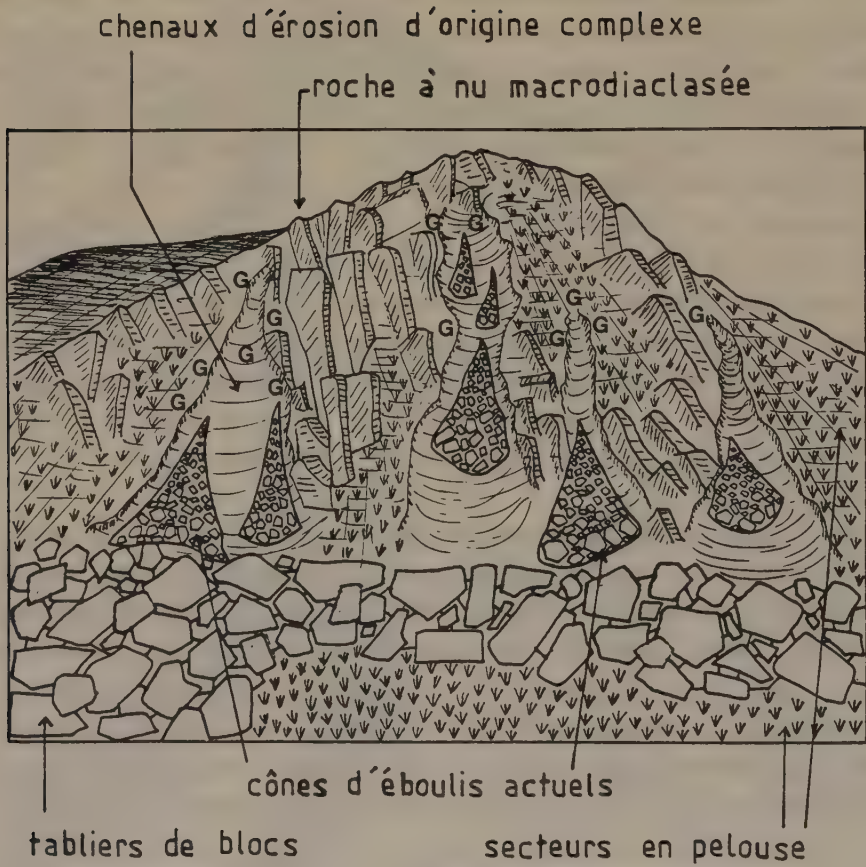


Fig. 187 : Dynamiques actuelles sur le versant sud du Mont Mézenc, en limite supérieure de forêt.

G = secteurs à gélifraction actuelle efficace.

Entre les tabliers de blocs et le sommet la dénivellation est d'environ 60 m.

fient chaque fois, certains se recouvrent les uns les autres; dans certains cas, la forme peut atteindre plusieurs dizaines de mètres de long, voire la centaine. Le matériel mobilisé correspond aux formations gélifluées à blocs qui sont ainsi redistribuées. Parfois, la roche sous-jacente est décapée et peut, dès lors, être atteinte par la gélifraction. La quantité de matériaux transportée demeure limitée : dans les cônes, la végétation réussit à résister à l'enfouissement, en particulier les genévriers dont les tiges peuvent être recouvertes sur plus d'un mètre : la plante sert de fixateur aux matériaux et permet de connaître la durée du processus. Nous avons pu compter plus de 100 cernes dans le cas de certains genévriers ainsi recouverts, ce qui donne une idée de la vitesse de construction de petits cônes qui, en général, ne dépassent pas 3 ou 4 m³. Il est bien évident qu'une partie des débris transportés lors des différentes phases du ruissellement échappe à l'observation dans la mesure où ils ont franchi l'accumulation et se retrouvent donc épars beaucoup plus à l'aval.

Dans de nombreux cas, ces petits ravins connaissent une évolution plus complexe avec intervention de la neige en hiver sous forme de congères longitudinales. On les voit alors s'élargir et devenir légèrement dissymétriques.

La figure 187 représente une partie du versant sud du Mézenc, au pied du sommet principal. L'inscription des dynamiques actuelles apparaît nettement dans le cadre des formes et des formations héritées de la Dernière Période froide. La structure du pointement phonolitique se lit bien, avec de grandes dalles de roche en place dont les joints majeurs sont subverticaux. Ces dalles ont été débitées par le gel en gros blocs qui ont alimenté des éboulis et des tabliers de blocs dont les bourrelets s'étalent plus à l'aval, jusque dans le front forestier actuel. En dehors des champs de blocs, des secteurs en pelouse se sont développés, recouvrant des formations hétérogènes à fines et à blocs d'origine gélifluidale, elles aussi héritées.

Des chenaux d'origine complexe ont été ouverts dans ces formations qui nappent le sommet du chicot. Leur développement doit beaucoup aux actions conjuguées du ruissellement et de la neige laquelle explique leur largeur calibrée. Une importante cryoclastie actuelle s'exerce sur

les bords des chenaux et sur les éléments rocheux mis à nu. Cette cryoclastie alimente de petits cônes d'éboulis bloqués à plusieurs niveaux dans les couloirs. Ajoutons que ces cônes sont souvent repris dans le cadre du ruissellement et présentent de ce fait une origine mixte. Ainsi, nous avons, grâce à cette petite portion d'espace représentée sur la figure 187, une idée de la complexité des processus qui interviennent aujourd'hui sur un versant rocheux redressé, à la limite supérieure de la forêt, vers 1700 m d'altitude, dans la région du Mont Mézenc.

Dans le massif du Mézenc, les dynamiques actuelles, très réduites spatialement, ne sont importantes que sur les pointements phonolitiques les plus élevés. Elles ne deviennent très efficaces que sur le flanc méridional et le flanc oriental du Mézenc.

Dans les deux massifs du Tanargue et du Mézenc, les dynamiques actuelles occupent une place plus réduite qu'au Mont Lozère et dans le Cantal en raison de la faiblesse des altitudes et de la petite taille des espaces concernés. L'étagement des processus et des formes se dégage mal ; leur disposition est d'abord établie en fonction de la mosaïque des conditions topoclimatiques. Les conditions sont celles d'une limite inférieure de milieu supraforestier où le ruissellement concentré joue un rôle important.

CHAPITRE III - LES DYNAMIQUES ACTUELLES DANS LE MASSIF DU CANTAL

On retrouve pour les espaces supraforestiers du Cantal les mêmes types de processus que ceux définis dans les autres massifs déjà étudiés. Toutefois, leur traduction sur les modelés est suffisamment différente pour que l'on puisse dégager l'originalité du Cantal par rapport aux autres régions.

A- Dynamiques conditionnées par la présence de congères de neige à fusion tardive.

En raison de la grande irrégularité des versants, le rôle de la neige est ici prépondérant. Au maximum de l'enneigement, le massif est entièrement couvert d'une chape blanche qui masque toutes les aspérités. Au printemps, lors de la fonte, le manteau neigeux apparaît irrégulier, avec de grandes congères disposées en fonction de la topographie qui conditionne le bilan alimentation-fusion. Nous avons déjà longuement insisté sur le principe de l'accumulation : la neige s'entasse sous le vent, en arrière de chaque "aspérité" du modelé, corniche, chicot rocheux ou simple rupture de pente.

Quelques exemples permettront au lecteur de mieux comprendre l'impact morphogénique des congères de neige dispersées sur les versants.

1- Le cas des versants hétérogènes à niches nombreuses et dispersées.

a/ La figure 183 représente le versant à regard est/nord-est du Puy du Rocher qui correspond au mur du cirque des sources du ruisseau du Benet. Les coulées de trachy-andésite superposées qui en

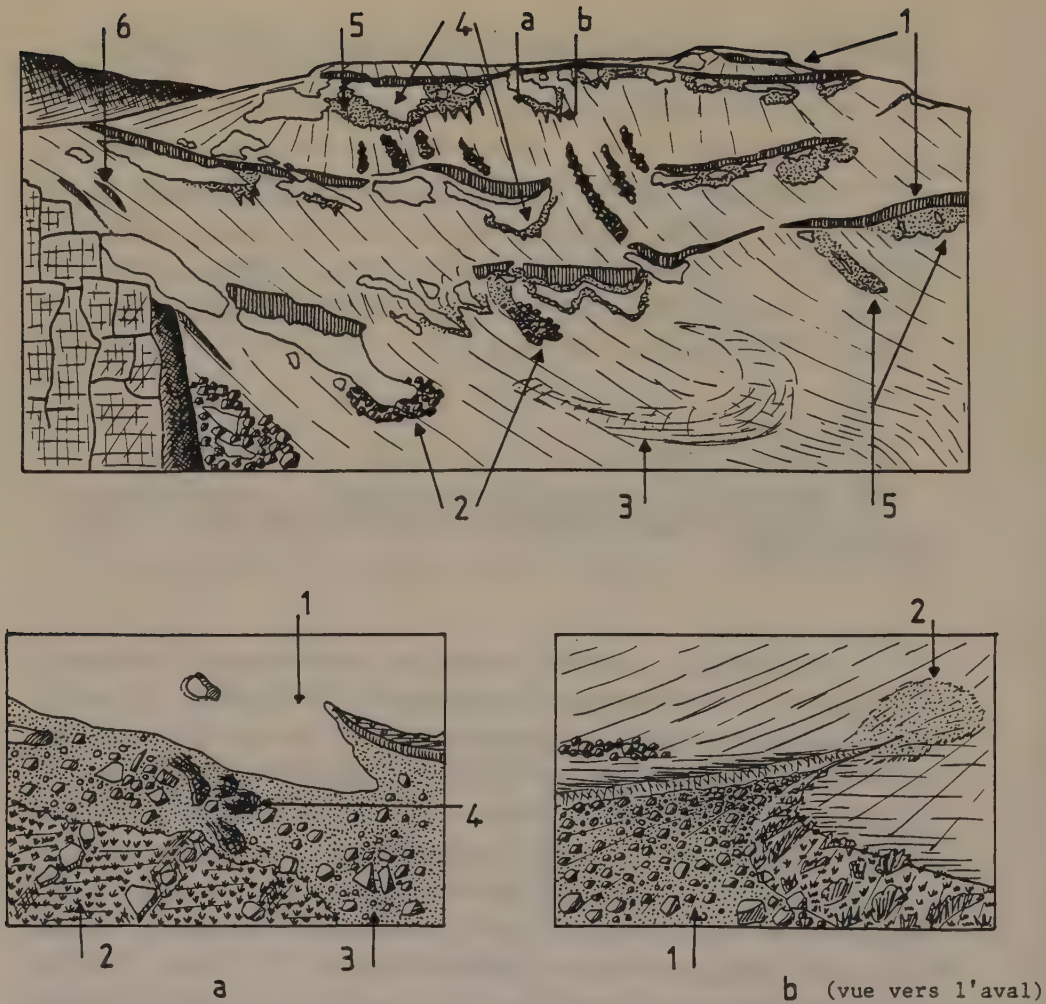


Fig. 188: Congères tardives et modelés sur le versant à regard est du Puy du Rocher. 1. corniche ou ressaut rocheux. - 2. éboulis flué en bourrelets ou en coulée. - 3. croissant de névé. - 4. congères. - 5. pelouse écorchée. 6. entailles liées au ruissellement.

La partie de versant représentée s'étire sur 250 m de dénivellation.

a et b = détails. a- 1. congère. - 2. pelouse découpée en terrassette.

3. pavage de blocs. - 4. formes mineures de solifluxion.

b- l'entaille fait ici 4 m de large et 50 cm de profondeur.

1. entaille. - 2. cône de déjection aplati.

forment l'ossature n'ont été qu'imparfaitement tronquées par les processus périglaciaires lors du Tardiglaciaire, aussi le versant présente-t-il de nombreuses corniches et des ressauts rocheux. Les congères de neige les plus tardives se localisent au pied des irrégularités rocheuses sous forme de grandes taches allongées selon les courbes de niveau, d'abord jointives, puis isolées les unes des autres lorsque la fonte est plus avancée.

L'action de la neige ne se fait pas sentir sur toute la longueur du pied de la corniche mais seulement autour des congères les plus tardives. On voit alors se développer de belles "écorchures" de pelouse progressivement occupées par un dallage de blocs (fig. 188, a). Dans les endroits où les fines subsistent en abondance, on peut remarquer de petits bourrelets de solifluxion, voire de petites coulées boueuses (de 1 à 2 m de long) ; enfin lors des gros orages de fin de printemps ou d'été, l'existence de "l'écorchure" de pelouse permet la concentration des eaux et le ruissellement peut alors ciseler la partie aval des écorchures sous forme de petits ravins qui ne dépassent pas une dizaine de mètres de long (fig. 188, b). Par rapport à ce qui a été observé au Mont Lozère et au Tanargue, les combinaisons de processus sont identiques, mais une importante différence apparaît dans la place prise par la solifluxion laquelle devient active une fois la couverture végétale enlevée.

Quelques petites entailles indépendantes des écorchures de pelouse, provoquées par le ruissellement concentré, s'ajoutent aux dynamiques liées à la neige ; elles se situent le plus souvent dans la partie légèrement convexe du versant. Elles nécessitent une concentration des eaux dans un secteur entièrement et densément couvert de pelouse. Comme elles sont situées dans un endroit qui, bien que fortement enneigé, ne connaît pas de neige tardive, on peut penser que la concentration des eaux se produit sur un sol encore gelé en profondeur (sur une trentaine de centimètres au maximum d'après nos observations en avril, dans les secteurs déneigés).

Au total, l'action de la neige est faible, mais elle provoque tout de même de petits enlèvements de matière, en surface des revêtements soli-géliflués hérités du Tardiglaciaire, ce qui conduit à une légère irrégularisation du versant, au pied des corniches.

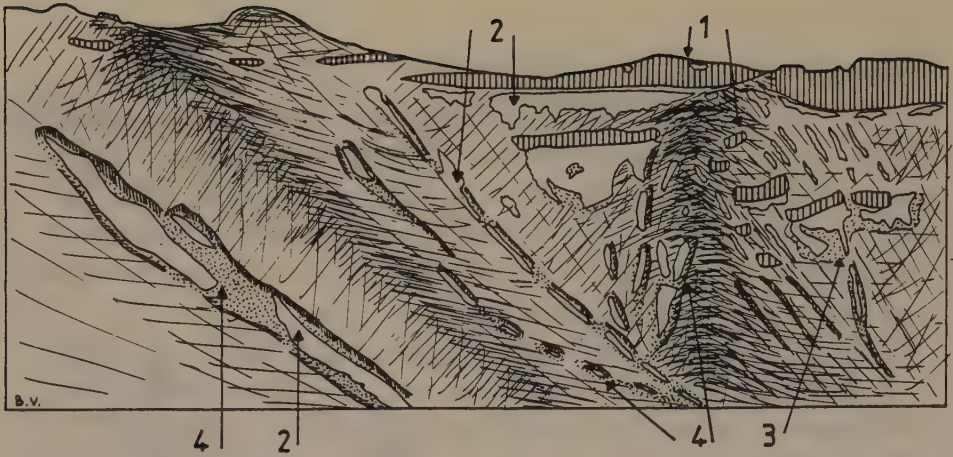


Fig. 189 : Congères tardives et modelés sur le versant oriental de l'Arpon du Diable.

1. corniche ou chicot rocheux. - 2. congères. - 3. pelouse écorchée. - 4. chenaux entretenus et élargis par les congères longitudinales. La dénivellation représentée ici mesure environ 200 m.

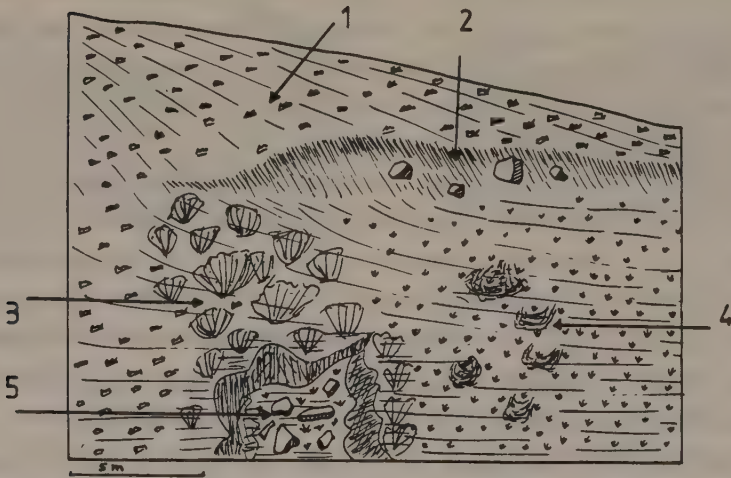


Fig. 190 : Congères tardives et modelés sur le flanc oriental du Plomb du Cantal.

1. versant initial à pelouse fermée (fétuque, nard, callune, myrtilles).
2. versant redressé avec nettoyage des blocs en bordure amont de la congère. - 3. bordure aval de la congère avec carex. - 4. matériaux fins et solifluxion sous la congère avec fétuque seule. - 5. chenal entretenu avec pavage de petits blocs.

b/ A peu de distance, le versant nord du Plomb du Cantal présente la forme d'un cirque ouvert au Nord-Ouest : les versants sont plus pentus et moins coupés de corniches que dans le cas précédent ; l'enneigement est dissymétrique, plus abondant dans la moitié occidentale du cirque, c'est-à-dire, à l'abri des vents d'Ouest, au pied de la corniche dite l'Arpon du Diable. Les congères les plus tardives y ont une forme bien adaptée à la topographie (fig. 189) : sous les deux corniches sommitales, un premier type d'accumulation neigeuse est disposé parallèlement aux courbes de niveau comme dans le cas du Puy du Rocher ; toutes les autres congères ont une forme allongée dans le sens de la pente et sont logées dans de petits chenaux. L'action érosive des premières est comparable à ce qui a été décrit dans le cas du versant oriental du Puy du Rocher et l'on trouve, à l'emplacement des congères, après leur retrait, de belles plages à pelouses détruites. Quant aux congères longitudinales, elles libèrent, de petits ravins qui sont récurés, et qui montrent un dallage de blocs ; ces ravins ne connaissent pas d'écoulement permanent et fonctionnent rarement en ruissellement concentré sur toute leur longueur ; seuls les plus importants sont reliés au ruisseau de Delbarat qui collecte les eaux de ce cirque.

Dans le cas du cirque du flanc nord-ouest du Plomb du Cantal, la neige actuelle, par le biais des congères longitudinales, participe à un léger réaménagement du bassin de réception du ruisseau de Delbarat. Ce réaménagement se poursuit vers le bas jusqu'à la limite supérieure de la forêt, soit vers 1500 m. Le versant sud de l'Arpon du Diable-Puy Brunet, peu enneigé, n'est, quant à lui, que faiblement retouché et il présente un long versant régulier. Le phénomène se retrouve sur chacun des versants secondaires de l'Ouest de la crête du Plomb du Cantal.

c/ Le versant à regard est du Plomb du Cantal, tourné vers le Col de Prat de Bouc, présente une pente modérée avec seulement de rares corniches marquées. Dans le détail, la topographie est très irrégulière, bosselée en une multitude de petites buttes ou de ressauts de terrain de quelques mètres de haut : la plupart de ces irrégularités correspondent à la topographie telle qu'elle était à la fin du Tardi-

glaciaire (dépôts morainiques, remaniements fluvioglaciaires) ; certaines sont dues à l'action actuelle des plaques de neige.

Sur ce versant, la neige ne s'accumule en congères épaisses qu'immédiatement sous la crête, entre le Plomb et le Pas des Alpins ; ailleurs, la couche est irrégulière, mais relativement peu épaisse et la fonte rapide. Les congères les plus tardives se localisent face à l'Est, au pied des petites irrégularités topographiques (fig. 190). Elles concourent à accentuer l'irrégularité par le nettoyage de la section de versant située à l'amont de la congère : les matériaux fins sont enlevés et les blocs apparaissent en saillie, sur le versant redressé sur quelques mètres ; sous la congère, de légers phénomènes de solifluxion peuvent se produire ; la liaison avec un sourcin est souvent fréquente et l'on voit alors le début du chenal entretenu par les divers processus s'exerçant à l'aval de la congère. L'action exercée par ces congères sur le versant est faible : on la reconnaît, une fois la neige disparue, à une disposition particulière de la végétation (pelouse à Fétuque, Nard, Callune et Myrtilles dans la partie non retouchée, Carex en bordure de congère, Fétuque seule sous la congère).

d/ Sur le versant sud du Puy du Rocher, dans le secteur des Prés Marty, la pente est plus faible, la topographie moins irrégulière et l'enneigement moins durable, aussi, la neige joue-t-elle un rôle modeste. Nous avons étudié ses effets le long du talweg suivi par une des branches supérieure du Lagnon, celle qui prend sa source aux Prés Marty et se dirige vers le point 1390 m, avant de confluer avec le cours principal.

Le ruisseau occupe un vallon étroit, en forme de berceau (entre 1500 et 1600 m). Les congères tardives se localisent dans ce vallon sous la forme d'un ruban continu, vite tronçonné en éléments distincts au fur et à mesure du développement de la fonte. Suivant le détail topographique du vallon, plusieurs types d'évolution peuvent être envisagés (fig. 191) :

- là où le vallon est très ouvert, (b) la quantité de neige entassée est faible et la fonte est rapide au printemps ; aucun effet morphogénique n'est repérable, sauf, peut-être, de petits mouvements

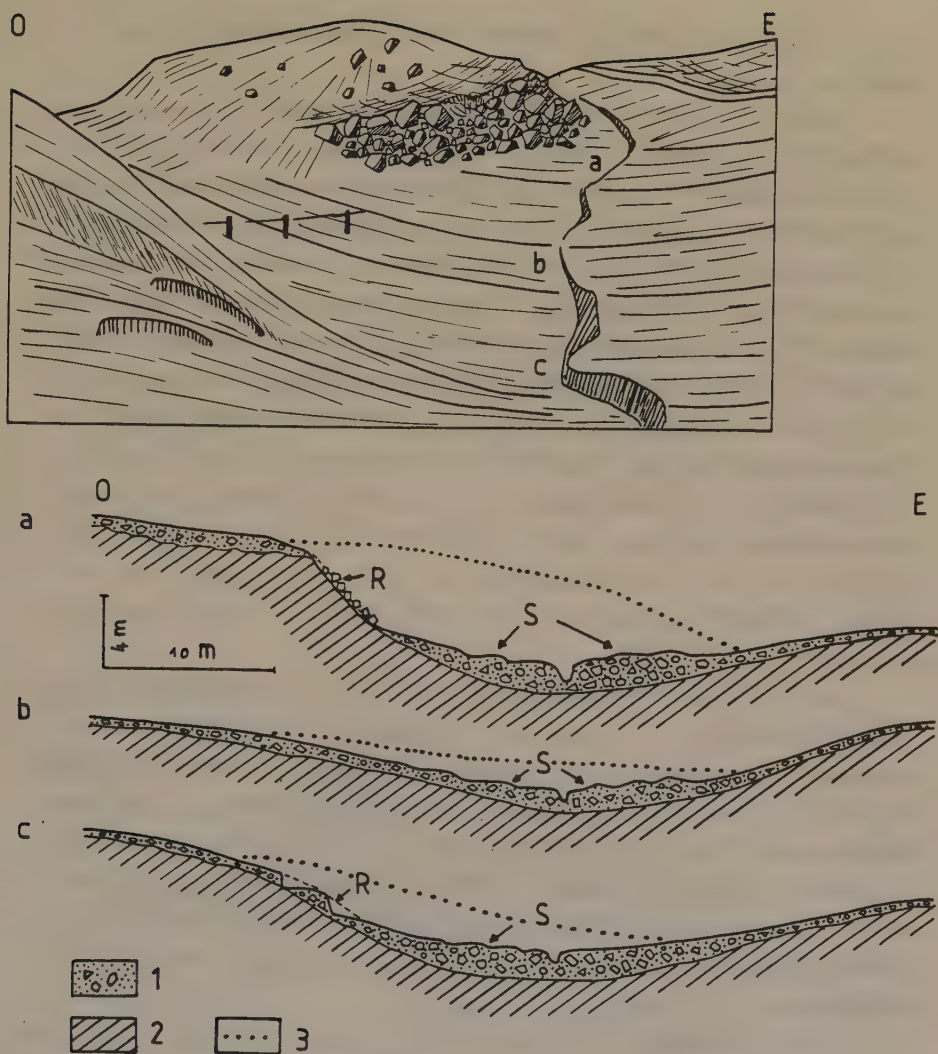


Fig. 191 : Congères tardives et modelés dans le vallon des Prés Marty.

Dans la vue d'ensemble, on distingue les trois sections du vallon. Les piquets, 90 cm, donnent l'échelle. Chaque coupe, a, b, c, est orientée Ouest-Est et localisée sur la vue d'ensemble.

1. formations superficielles héritées (glaciaires, périglaciaires).

2. roche en place. - 3. position de la congère avant le début de la fonte. - R. retouches liées à la présence de congères. -

S. solifluxion.

de solifluxion provoqués par une imbibition plus marquée que sur le reste des versants.

- là où le vallon (c), tout en étant bien marqué, n'est entaillé que dans les matériaux meubles (formations superficielles héritées, brèches volcaniques), le rôle des congères est de conduire à une légère dissymétrie, le versant à regard est devenant plus rapide. Le mécanisme est simple et peut être observé actuellement localement : en bordure amont de la congère, la neige provoque la mort de la végétation et l'alternance gel-dégel entraîne une déchirure dans le sol ; les matériaux fins sont détachés, une partie tombe sur la neige et sera dispersée au moment de la fusion ; une fois le creux créé, l'établissement de toute nouvelle congère conduit à l'accélération du processus et à l'agrandissement du creux ; le versant est ainsi progressivement redressé, mais l'évolution est lente, car l'attaque ne porte que sur de petits espaces, de 1 à 2 m², dispersés tout au long du vallon (cicatrisation et nouvelle entaille se succèdent dans le temps).

- enfin, là où le vallon est dissymétrique, en raison des conditions structurales, (a) comme par exemple la présence d'une coulée volcanique, les congères ont tendance à redresser fortement le versant face à l'Est, lui donnant un aspect de petite corniche ; la gélifraction détache de petits blocs (centimétriques) ou des esquilles dans les parties les plus diaclasées, mais en général, son activité est faible ; plus important est le lavage qui s'effectue en bordure de congère et qui, en nettoyant les blocs de leur gangue, participe au redressement du versant.

Dans l'ensemble, l'évolution par ce type de congère est faible, il conduit à une dissymétrie peu marquée. L'importance de la dégradation est fonction des conditions structurales, lesquelles ont été exploitées par les systèmes morphogéniques antérieurs, en particulier le passage des glaces. En aucun endroit, les matériaux mobilisés ne sont transportés longitudinalement le long du vallon ; l'écoulement du ruisseau est intermittent et l'entretien du chenal à peine assuré. Le volume en creux représenté par le vallon doit, lui, être entièrement mis au compte de la morphogénèse tardiglaciaire.

2- Le cas des versants à grandes niches isolées.

Plusieurs types peuvent être observés :

- le cas le plus simple est celui des niches de col. Elles se localisent en position de col, sous la crête, en situation d'abri par rapport aux vents dominants. La fig.192 montre l'accumulation neigeuse qui occupe ordinairement le col situé entre l'Aiguillon et le Rocher de la Sagne du Porc, à environ 1 km au Nord du Puy du Rocher. L'épaisseur de neige entassée est considérable et peut atteindre 7-8 m ; la congère prend une forme en triangle isocèle dont la base est parallèle à la crête.

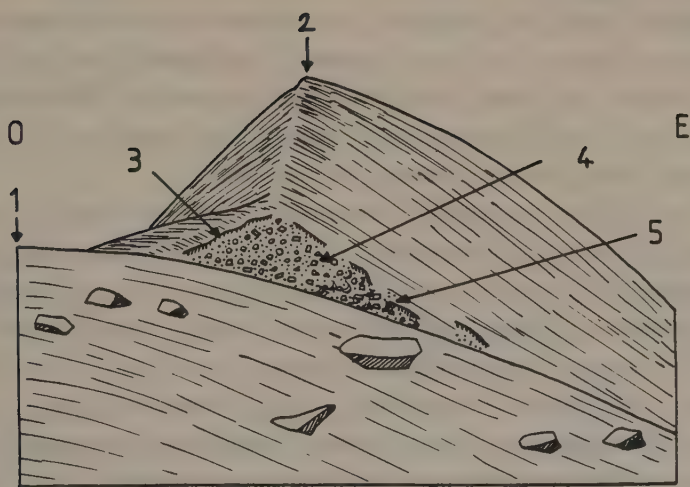


Fig.192 : La niche de col de l'Aiguillon.

1. l'Aiguillon. - 2. le Rocher de la Sagne du Porc.
3. bordure de la congère : entaille de 40 à 50 cm.
4. coeur de la congère : attaque de la roche en place.
5. secteur aval de la congère : solifluxion.

La présence tardive de la neige permet aux divers processus que nous avons déjà relevés (gélifraction, solifluxion, ruissellement) de s'exercer en relais. Le résultat est une écorchure de pelouse en forme de triangle : la bordure amont entaille pelouse et formations superficielles sur 40 à 50 cm ; au centre les matériaux fins ont été évacués et des blocs grossiers détachés récemment de la roche saine sont en cours de transit ; vers l'aval, la terminaison se fait en goulot d'entonnoir et des phénomènes de solifluxion et de ruissellement se manifestent ; il n'existe aucune relation avec le réseau hydrographique pérenne, et les matériaux évacués forment, à l'aval de la niche, un petit cône aplati, en grande partie végétalisé. Il est difficile d'apprécier la quantité de matériaux enlevés au coeur du creux créé par les divers processus, mais on peut estimer que la tranche est localement supérieure au mètre ; l'attaque est sans doute facilitée par l'état de la roche en place qui est ici de la brèche très hétérogène et très fracturée.

- Au Col de Rombière, l'accumulation neigeuse est aussi un type simple : immense congère en croissant, fractionnée en taches séparées lors de la fonte, adossée au rebord oriental d'un interfluve doux. Le matériel rocheux est formé de brèche volcanique où les constituants fins l'emportent. C'est la nature de cette roche qui explique les modèles de détail créés par la présence des congères.

Sur la fig. 193 on distingue nettement les creux dans lesquels subsistent les neiges les plus tardives. Ils sont marqués par une végétation adaptée au long enfouissement et à une courte saison végétative ; le sol à nu n'apparaît pas, une pelouse fermée le recouvre toujours. Ce n'est qu'à l'extrémité aval de la congère que l'on peut observer l'entaille vive de la pelouse, du sol et des formations superficielles ; ce phénomène s'accompagne de loupes, coulées ou bourrelets de solifluxion que l'on peut expliquer par la forte imbibition des matériaux lors des périodes de fonte à laquelle s'ajoute le rôle de quelques menus sourcins ; enfin, toujours dans la même position, on peut relever de petites accumulations de blocailles qui représentent sans doute le résidu grossier des matériaux déplacés lors du creusement de la niche. Accumulations de blocaille et bourrelet de solifluxion se terminent à la limite supérieure de la forêt, là où

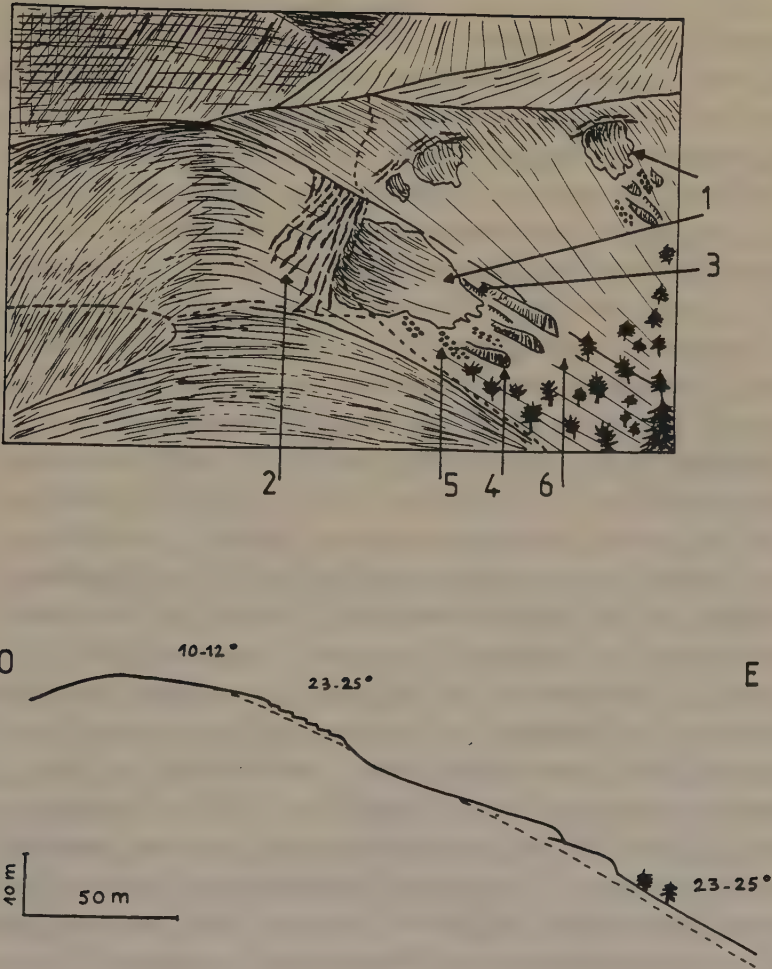


Fig. 193 : Congères tardives et modelés au Col de Rombière.

1. emplacement de la congère (végétalisé). - 2. stries de parcours. - 3. entaille de la pelouse. - 4. petits bourrelets de solifluxion. - 5. pavages de blocs. - 6. limite supérieure de la forêt.

La coupe montre les légères modifications apportées au modelé. Le pointillé correspond à la base des formations superficielles héritées.

cette dernière prend une allure buissonnante : nous sommes vers 1500 m.

Immédiatement à l'amont de la congère, le versant est complètement transformé sur 10 à 20 cm d'épaisseur par le passage du bétail qui provoque la création de "stries" de parcours. Chaque "strie" est parallèle aux courbes de niveau, formée à la manière d'une petite marche d'escalier, la marche non végétalisée est constituée de matériel fin, tassé, et la contre-marche, légèrement boursouflée, est couverte de végétation. Tout cela indique des mouvements de tassement affectant la partie superficielle du sol. Le responsable du déclenchement du phénomène est le passage du troupeau qui doit contourner au printemps la neige résiduelle accumulée dans le creux, en cherchant les secteurs les plus secs situés au-dessus de la congère.

L'évolution des niches du type Rombière est assez originale. L'absence de couche dure, ne permettant pas la présence de corniche, fait qu'il n'y a pas de secteurs redressés à l'amont de la congère. L'abondance des matériaux fins explique l'importance des phénomènes de solifluxion, plus ou moins entravée par la végétation. L'altitude relativement faible de la congère (1530 m pour la partie centrale du creux) permet de comprendre que les phénomènes de creusement ne soient pas très poussés. Cette congère est surtout significative comme type de dynamique en limite immédiate de bordure supérieure de la forêt. L'impact morphologique est faible : aujourd'hui, l'évolution ne se poursuit qu'à l'aval ; il est vraisemblable qu'au cours de l'Holocène il y a eu des périodes où l'activité morphogénique a été plus active qu'aujourd'hui. La coupe de la fig. 193, outre la pente des différents secteurs, montre les modifications apportées à la morphologie du versant : un enlèvement de matériaux sur 2 à 3 m d'épaisseur, sur une quarantaine de mètres de long ; une accumulation sous forme de bourrelets d'une importance à peu près égale.

- avec la niche des sources du ruisseau de Chambeuil, près de la Sagne du Porc, à 3 km au Nord du Plomb du Cantal, on aborde l'étude d'une des plus grandes niches du Cantal. L'enneigement est excellent, bénéficiant de la large trouée du Lioran et la neige tombée sur le petit plateau de la Sagne du Porc peut être balayée vers l'Est. L'accumulation se produit sur le versant oriental, à quelques dizaines

de mètres sous l'interfluve principal, entre 1650 m et 1600 m, sous la forme d'une congère en croissant, longue de 250 m pour une largeur de 120 m environ. Elle est en beaucoup de points comparable à celle décrite aux sources du Tarn, et, comme au Mont Lozère, le versant a été redressé à l'amont de l'accumulation neigeuse.

La fig. 194 montre la partie centrale de la congère, là où l'action érosive est la plus importante en raison de la longue présence de la neige, jusqu'en juillet sur 7 ans d'observations, jusqu'en Août en 1978. A cet endroit la pelouse disparaît et fait place à un champ de blocs de petite taille et de matrice fine: il s'agit des matériaux du sol, des formations superficielles tardiglaciaires et même de la roche en place qui est ici de la brèche volcanique. Ces matériaux sont dégagés par destruction de la pelouse : le phénomène est visible latéralement, là où les processus de type gélifraction s'exercent le plus (fig. 195) ; les matériaux sont littéralement soulevés sous la pelouse qui s'effondre en plaques de quelques décimètres carrés lesquels seront ensuite déchiquetés progressivement. Au coeur du secteur le plus actif, les petits blocs apparaissent comme "soulevés" par le gel au milieu d'une matrice hétérogène ; aucun tri ou classement ; aucune structuration des matériaux. Quelques petites rigoles (10 à 15 cm de profondeur) traversent l'ensemble et témoignent du rôle éphémère du ruissellement concentré (fig. 195 A). Vers l'aval, les blocs deviennent prépondérants et prennent l'allure de petites coulées superficielles allant recouvrir la pelouse voisine (fig. 195 B) ; de légers phénomènes de terrassettes existent aussi. Latéralement, la niche rejoint l'ancien chenal du ruisseau de Chambeuil : l'existence de ce creux favorise encore l'accumulation neigeuse et les divers processus liés à la présence de la congère se sont exercés là avec acuité : le petit versant rive gauche a été entièrement détruit et se trouve maintenant incorporé à l'ensemble de la niche ; celui en rive droite, constamment attaqué, présente une entaille vive, à la limite d'équilibre des matériaux. Ainsi la partie supérieure du ruisseau de Chambeuil est intégrée dans une niche double correspondant à la juxtaposition d'une congère en croissant et d'une congère longitudinale ; l'évolution actuelle est tout entière à mettre au compte des processus liés à l'environnement de la congère, l'évolution par les eaux courantes concentrées ne se produit

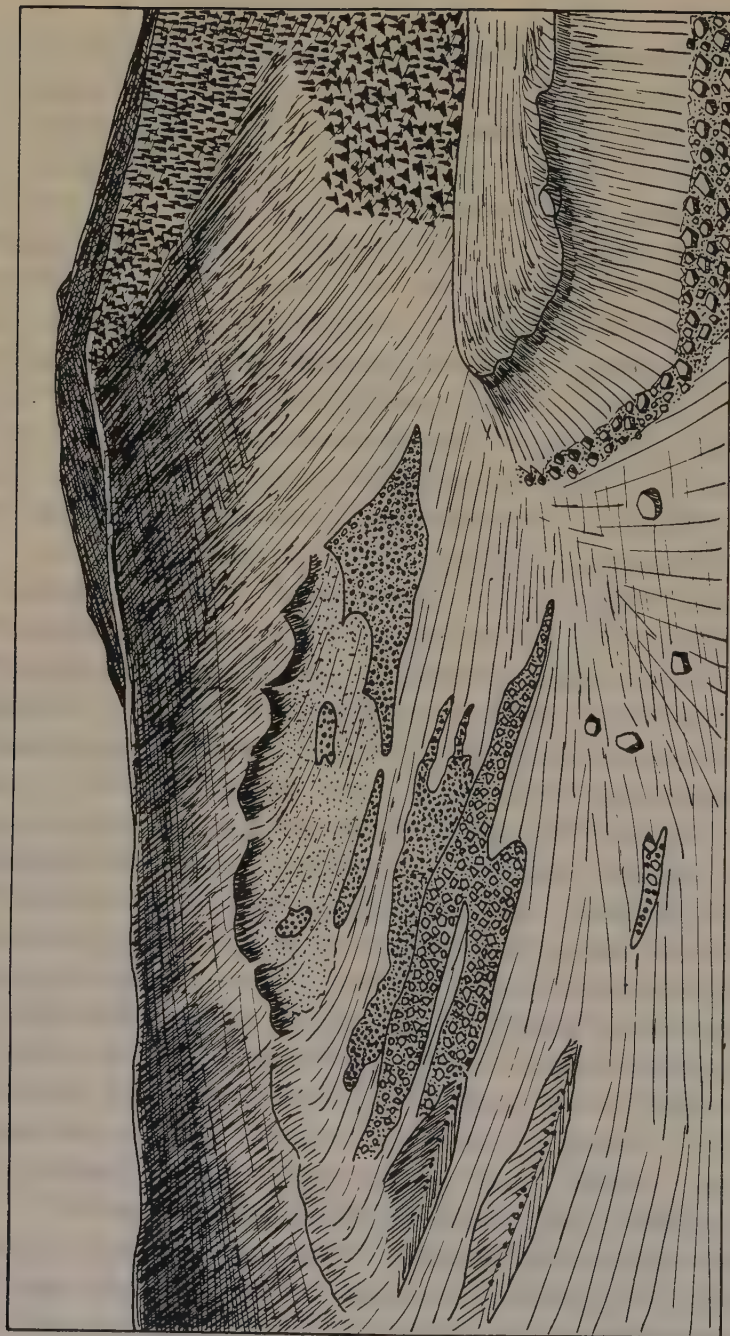
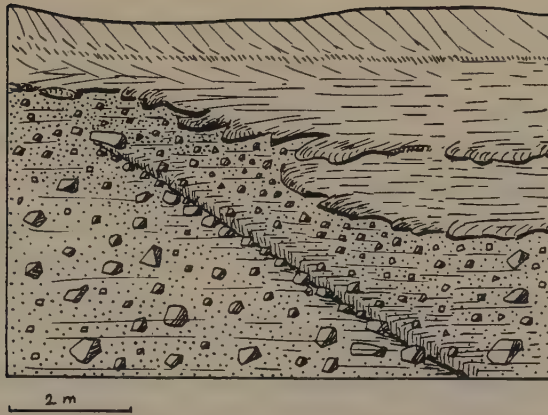
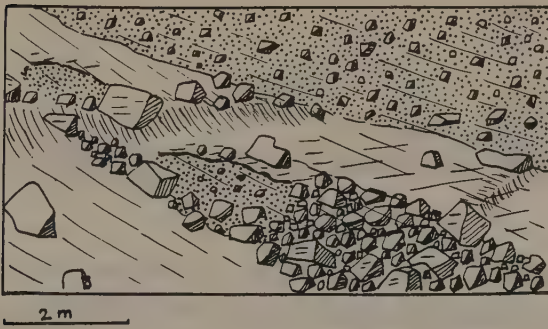


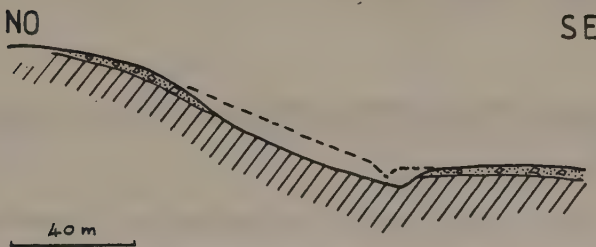
Fig. 194: Niche de nivation des sources du ruisseau de Chambeuil - Vue d'ensemble.
 L'entaille au premier plan à droite mesure 1,50 m de profondeur; longueur de la crête principale : 1 km.; la pente d'ensemble est de 17-18°, sous la congère 15° et dans la partie redressée 27°.



A



B



C

Fig. 195: Détail de la niche des sources du Ruisseau de Chambeuil.

- A - détail de la bordure latérale de la niche. (l'entaille de la pelouse fait 30 cm de hauteur ; la largeur représentée au premier plan : 10 m).
- B - détail de la bordure latérale vers l'aval. (ébauche de terrassettes, organisation en coulées de blocs).
- C - transect montrant la place de la niche sur le versant et son incision.

que beaucoup plus bas sur le versant (le chenal du ruisseau n'est entretenu qu'à partir de 1500 m). (Planche XIV)

Avec cet exemple, nous avons sans doute là, l'endroit où la quantité de matériaux enlevés pendant l'Holocène a été la plus importante de tout le massif du Cantal. L'incision de la niche est difficile à mesurer parce que nous connaissons mal la topographie de départ. On peut l'estimer à partir de la fig. 195, C ; l'axe du talweg a été déporté de quelques mètres vers l'Est.

Les grandes congères, installées dans des niches marquées participent à la création de petites encoches qui tendent à l'irrégularisation des versants.

B- Des dynamiques complexes conduisant à des écorchures de pelouse.

Les morphodynamiques actuelles qui conduisent aux écorchures de pelouse peuvent s'observer soit d'une façon isolée, soit comme un phénomène affectant tout un versant.

1- Exemples d'écorchures de pelouse isolées sur les versants à regard ouest.

Immédiatement au Sud du Col de Rombière, la pelouse fermée qui recouvre le flanc Nord-Ouest du sommet 1617 est emportée sur quelques centaines de mètres carrés. L'enlèvement de matière ne se fait pas à la façon d'un ravin mais sous la forme de plages larges et peu profondes, aux bords raides (40 à 50 cm) démarrant brutalement à l'amont, presque au sommet de l'interfluve, et se terminant à l'aval d'une façon complexe.

Une coupe longitudinale (fig. 196, A), du haut vers le bas, montre l'entaille sommitale qui recoupe un ranker andosolique et une formation gélifluée, mélange de blocs et de matières fines, sans aucun

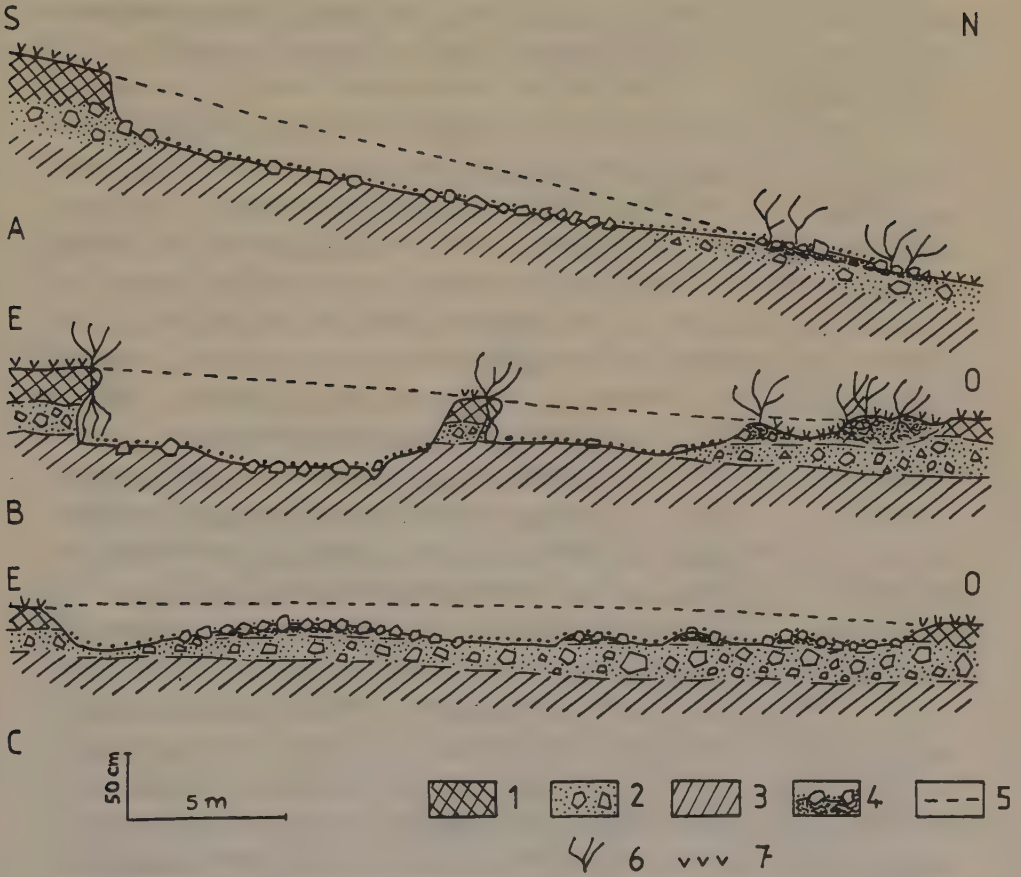


Fig.196 : Coupes à travers la pelouse écorchée du sommet 1617 (près du Col de Rombière).

A - coupe longitudinale d'amont en aval.

B - coupe transversale au centre.

C - coupe transversale à l'aval.

1. horizon humifère - 2. formation résiduelle en place - 3. roche en place - 4. matériaux accumulés récemment - 5. versant initial - 6. callune - 7. pelouse fermée.

tri ni organisation. Au pied de l'entaille un véritable pavage de blocs de petite taille se développe. Enfin, tout à l'aval de la plaque érodée, un cône aplati de débris recouvre l'ancienne topographie ; il est lui-même en cours de colonisation par la Callune, ce qui lui donne un aspect tigré qui tranche avec la pelouse voisine à dominante de Fétuque et Nard.

La coupe transversale (fig. 196,B), réalisée dans la partie centrale de l'écorchure fait apparaître l'importance de l'entaille et la progression de l'écorçage d'Ouest en Est. Sur la bordure est, l'entaille est vive : le sommet du sol est en surplomb, retenu par les racines de Callune ; le vent qui dessèche le sol et le gel-dégel qui l'émiette se combinent pour provoquer la nécrose des racines ce qui conduit à la mort de la plante fixatrice ; dès lors, le sol peut être débité en paquets qui s'éboulent et sont ensuite désagrégés. Au contraire, sur la bordure occidentale, la végétation a tendance à reprendre pied et à coloniser les matériaux venant de l'amont, remaniés et déposés à cet endroit. Au milieu de l'écorchure de pelouse, peuvent subsister des lambeaux intacts, sorte de buttes-témoins de l'ancienne topographie ; ces lambeaux sont attaqués selon les mêmes principes que la bordure orientale. On note aussi quelques petites ravines qui témoignent du rôle momentané du ruissellement concentré.

A l'aval, une coupe transversale (fig. 196,C) montre comment les matériaux arrachés plus à l'amont peuvent recouvrir la topographie initiale sous forme de petits cônes aplatis, épandages de cailloutis et de sables grossiers. Suivant l'importance des apports annuels, la végétation colonise plus ou moins vite ces matériaux : il s'ensuit de véritables inter-relations entre la dynamique de croissance végétale et la dynamique des apports minéraux du type de celles décrites par G. Soutadé (1980) dans les Pyrénées orientales. Le résultat est une végétation à allure de steppe avec tantôt des touffes de Callune poussant au sommet de petites buttes de quelques décimètres de haut, séparées par un lacis de petites rigoles sableuses et tantôt des ébauches de terrassettes.

L'évolution d'une telle forme d'érosion résulte de la conjonction de nombreux processus qui agissent en relais. Au départ, il faut concevoir une petite entaille dans la pelouse, soit naturelle (phénomène

d'arrachement par solifluxion) soit artificielle (passage répété du bétail). Cette entaille permet une accumulation locale de neige qui, en période de fonte, favorise l'imbibition de la bordure de l'entaille. Par le biais des pipkrakes, qui se développent lors des nuits froides, les matériaux de cette bordure sont émiettés motte à motte. Le processus est facilité par la destruction des racines ce qui explique que les plantes ne jouent plus leur rôle d'ancrage du sol. Au fur et à mesure de la fonte de la neige, l'imbibition permet de petits mouvements de solifluxion localisés dans la moitié aval de la plaque érodée. Les retouches apportées par le ruissellement sont ici extrêmement faibles à la différence de ce qui se passe dans les massifs du Sud-Est : enlèvement de fines qui se retrouvent dispersées dans la pelouse située à l'aval, création de petites rigoles, de quelques centimètres de profondeur, vite détruites par les processus liés au gel dès l'automne suivant. Parfois, lorsque la plaque érodée prend de l'ampleur, les processus cryonivaux réorganisent les matériaux en petites terrassettes ancrées sur la bordure, ce qui les stabilise progressivement.

L'ampleur du creusement apparaît sur la fig. 196 : l'enfoncement est de l'ordre de 40 à 50 cm (localement jusqu'à 1 m), c'est-à-dire qu'il se fait surtout au détriment du sol et des formations superficielles héritées, mais parfois la roche en place est mise à nu, ce qui rend l'action de la cryoclastie efficace à son encontre.

Le sens de l'évolution est difficile à saisir. Nos différents marquages ont montré une dynamique importante au coeur de la plaque et des phénomènes très lents sur les bordures. Dans la mesure où, simultanément, se produisent enlèvement des matériaux et colonisation végétale, la taille de l'écorchure varie peu. Mais, comme elle a tendance à se déplacer, la plus grande partie du versant voit ses caractères modifiés : le ranker andosolique ne subsiste plus que par endroits; ailleurs, la végétation repose directement sur un maigre lithosol ; des changements dans la nature de la végétation se produisent, la Callune devient dominante dans la partie érodée tandis que tout autour, Fétuque et Nard l'emportent.

Un autre exemple simple peut être pris, à peu de distance, sur le flanc occidental du Puy de Bataillouze (1683 m). Les écorchures de pelouse, d'une dimension plus importante que dans le cas précédent, prennent la forme de longues écharpes qui zèbrent la moitié supérieure du versant, entre le sommet et une altitude voisine de 1500 m (fig.197, A). L'étude de détail (fig. 197,B) montre qu'elles se développent tantôt au détriment de la roche en place (sommet du versant), tantôt à l'encontre des formations superficielles héritées, tardiglaciaires qui régularisent le versant. Le profil en travers est celui d'un baquet à fond plat dont la profondeur peut atteindre 1 m ou 1,5 m. Outre ce qui a été écrit pour l'exemple précédent, on peut remarquer que l'écorchure n'évolue jamais longitudinalement sur toute sa longueur à la fois dans la mesure où de nombreuses terrassettes, dont la contre-marche est bien végétalisée, encomrent le fond de la forme (fig. 197,B). Le haut de la marche présente un pavage de cailloutis et de sables grossiers, le matériel le plus grossier à l'aval, le plus fin à l'amont, résultat d'un lavage et d'un tri provoqué par un ruissellement diffus. Le rôle du ruissellement concentré est donc secondaire bien qu'existent de petits chenaux, mais ceux-ci sont inscrits à l'intérieur de la forme et ne font que quelques mètres de longueur ; la plupart sont inscrits entièrement (bassin de réception, chenal et cône de déjection) sur la marche des terrassettes qu'ils franchissent parfois en minuscules ravins.

Ce type d'écorchures de pelouse, allongé selon la ligne de plus grande pente, à allure de longs baquets est le plus souvent localisé sur les versants à regard ouest, c'est-à-dire des versants qui tout en recevant un bon enneigement, voient leur manteau nival disparaître assez tôt au printemps ; notons que ce sont aussi des versants sur lesquels l'impact des orages est plus marqué que sur leurs homologues tournés vers l'Est.

Dans certains cas, l'entaille dans la partie amont peut remonter par attaques successives jusqu'au sommet du versant. La crête est alors entièrement dénudée, la roche en place devenant l'objet d'une vigoureuse gélifraction. Le phénomène peut être observé sur la crête du Rocher de l'Aigle, à l'Est de Bataillouze.

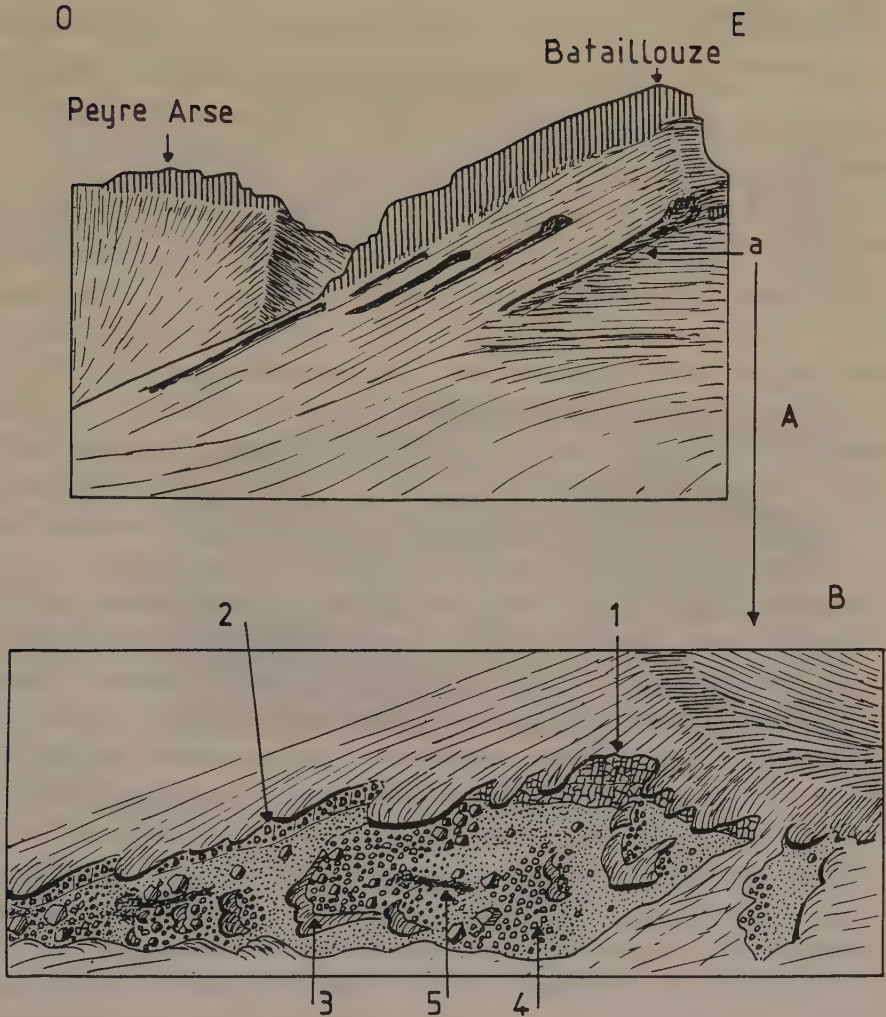


Fig. 197: Ecorchure de pelouse sur le flanc ouest de Bataillouze.

A - situation des écorchures sur le versant. Le dessin représente une dénivellation de 180 m pour une distance de 200 m.

B - détail de a. 1. roche en place très diaclasée. - 2. formations superficielles héritées. - 3. terrassettes avec contre-marche végétalisée. - 4. pavage de cailloutis avec granoclassement. - 5. petit ravinement localisé.

2- Les écorchures de pelouse en plaques nombreuses sur les versants à regard sud.

Dans certains cas les écorchures de pelouse sont si nombreuses que c'est toute une partie du versant qui est entièrement remodelée. Le meilleur exemple est à prendre sur le versant sud du Rocher de la Sagne du Porc dominant le cirque de Chamalières. Tout le versant entre 1600 et 1700 m est affecté par le phénomène (fig. 198).



Fig. 198 : Pelouse écorchée sur le versant sud du Rocher de la Sagne du Porc.

- 1. Rocher de la Sagne du Porc. - 2. écorchure de pelouse.
- 3. secteur à "pieds de vaches".

Les écorchures de pelouse ont une forme trapue, presque aussi large que longue. Elles sont en général formées d'un pavage de blocs de petite taille (10 x 10 cm au maximum) qui se termine vers l'aval par de gros bourrelets qui peuvent dominer de 1 m à 1,5 m le reste de la pente ; quelques sillons profonds d'une vingtaine de centimètres , larges d'une quarantaine, affectent longitudinalement le pavage et entaillent une matrice fine, abondante sur 30 à 40 cm. Les coupes en travers montrent un passage de plain-pied entre le pavage

et la pelouse voisine sous laquelle ne subsiste qu'un maigre régosol. Quelques gros blocs émergent au milieu des pavages ; ils empêchent localement la migration des éléments plus petits et des lambeaux de pelouse peuvent se maintenir autour d'eux.

L'observation des pavages et des bourrelets qui leur font suite et la localisation des formes en relais sur le versant, conduisent à admettre d'incessants mouvements des matériaux avec tantôt destruction des bourrelets et tantôt construction ; ainsi, toute la partie supérieure du versant a été affectée par les dynamiques responsables de ces écorchures.

A l'extrémité amont du versant, lorsque la pente devient faible, on note dans les pavages une légère structuration des matériaux : petites stries et cercles de pierres mal venus de 25 à 30 cm de diamètre apparaissent ; après destruction, ils se reforment tous les ans ; ils ne présentent pas un enracinement supérieur à 10 ou 15 cm.

La localisation de ces écorchures de pelouse correspond à des secteurs à enneigement important mais comme elles affectent des versants régularisés, par conséquent sans piège à neige marqué, il faut noter l'absence de congères localisées. De ce fait, la neige forme, au coeur de l'hiver, un manteau continu qui ne se résout en taches isolées que lorsque la fonte est presque achevée. Installé sur le versant sud, le manteau neigeux, même renforcé par une bonne suralimentation, fond dès le milieu du printemps et la neige n'a pas le même rôle inhibiteur vis-à-vis de la végétation qu'elle peut avoir dans le cas des grosses congères qui se prolongent jusqu'au début de l'été.

Les écorchures de pelouse du type Sagne du Porc se retrouvent sur d'autres versants à regard sud, en particulier au pied de la crête qui s'étend des Fours de Peyre Arse, au sommet de Peyre Arse. Le phénomène est un peu plus complexe que dans le cas précédent pour deux raisons :

- d'abord la présence de plusieurs coulées superposées rend le versant hétérogène avec de nombreux éboulis et tabliers de blocs. Les écorchures sont plus dispersées dans l'espace et surtout localisées sur les portions de versant les mieux régularisées.

- ensuite, l'absence de sommet plan ne permet pas l'expression de figurations de type stries et cercles de pierres. Tout comme à la Sagne du Porc, les écorchures sont surtout au-dessus de 1600 m : immédiatement en-dessous, on note une évolution en "stries de parcours", tandis que la forêt ne dépasse guère 1500 m.

Les écorchures de pelouse, tout comme les grandes niches de nivation, sont des phénomènes qui se localisent en limite supérieure de l'étage forestier, dans une frange végétale de lande parfois buissonnante. La limite forestière naturelle actuelle se situe le plus souvent vers 1500 m ; elle peut atteindre 1550 m. Loin d'être une ligne régulière, elle compte de nombreuses indentations en relation avec les deux paramètres fondamentaux que sont la topographie et les microclimats : ces deux paramètres s'expriment dans la distribution de la neige à l'échelle du versant et ainsi, ils conditionnent les morphodynamiques vives lesquelles, par leur présence, gênent localement l'extension de la forêt vers le haut.

Sur les échines étroites qui rayonnent autour du Cantal central, on assiste à un important abaissement des limites, en particulier forestières, en raison de "l'effet de crête". On voit alors des congères tardives bloquer par leur présence la progression de la végétation arborée vers le haut, et cela dès l'altitude 1400 m, ce qui est nettement en-dessous de la limite régionale. L'exemple du Puy de la Jambe, situé au Sud du col de Prat de Bouc est, à cet égard, significatif (fig. 199) : il s'agit d'une échine, excroissance du Puy de Grandval, orientée NO-SE, et séparant le ruisseau de Prat de Bouc de la rivière L'Épie ; elle s'abaisse de 1600 m à moins de 1400 m ; le profil en travers présente un court sommet plat et deux versants raides, celui à regard est étant un peu plus pentu que son homologue face à l'Ouest. La forêt actuelle n'existe que sur le versant oriental où elle atteint 1400 m ; la lisière sommitale est marquée par la présence d'arbres rabougris ; ici des hêtres : ils présentent des troncs multiples, grêles et contournés et de nombreuses branches cassées. Tout indique des difficultés extrêmes de croissance. Les causes en sont simples et se lisent surtout au printemps : tandis que la neige a normalement disparu en-dessous de 1500 m, subsiste une étroite congère accrochée juste au sommet du versant oriental du Puy de la Jambe sur toute la longueur de l'échine, congère qui prend l'allure d'immenses plaques à vent coincées entre le sommet complètement déneigé et les premiers

arbres sur lesquels s'appuie l'accumulation neigeuse. La neige intervient directement par son poids en cassant les jeunes pousses et les branches, et indirectement par sa présence tardive au printemps en bloquant la reprise de la végétation au sol et la germination de jeunes arbres. Ainsi se crée une sorte de lisière où la progression vers le haut de la forêt est arrêtée et l'on peut estimer que, bien qu'il soit en-dessous de ce qui est considéré comme la limite supérieure de la forêt pour le Cantal, le long interfluve du Puy de la Jambe doit être considéré comme un

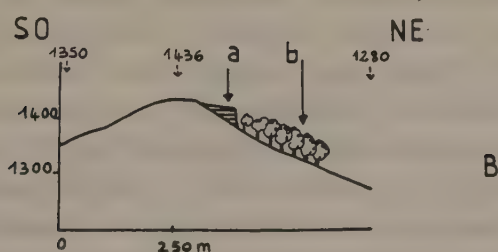
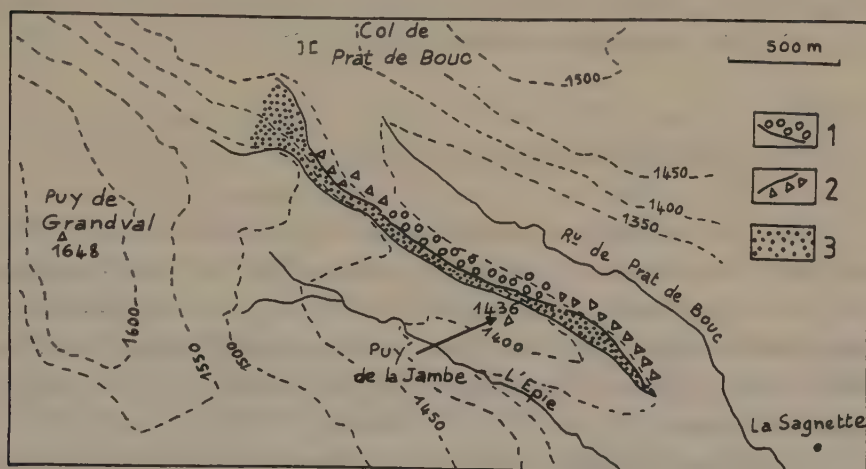


Fig. 199 : Congère tardive et limite supérieure de la forêt au Puy de la Jambe (Cantal).

A - Carte de localisation des congères tardives.

1. limite supérieure de la forêt. - 2. limite supérieure d'une formation végétale buissonnante. - 3. congère tardive.

B - Coupe au droit du point 1436.

a. congère. - b. forêt.

espace supraforestier naturel. Bien sûr, aux effets des congères s'ajoutent tous les effets de crête, en particulier ceux liés au vent et le piétinement du bétail car c'est ici que les troupeaux de bovins viennent s'abriter du vent et de la pluie, provoquant une dégradation mécanique du sol, ce qui gêne encore plus toute progression végétale.

On peut considérer que la limite supérieure naturelle de la forêt est abaissée à 1400 m, voire 1350 m sur de nombreuses crêtes étroites autour du cœur du Cantal : entre les burons d'Eylac et le col de Serre, au sommet du Bois d'Impramau entre le Courpou Sauvage et les Bois de Bancarel, ... L'abaissement est le plus marqué lorsque les crêtes sont perpendiculaires aux vents de Nord-Ouest.

C- Des mouvements de masse isolés.

D'une manière générale, en dehors des plages érodées que nous venons de décrire, la pelouse supraforestière est bien fermée. Elle offre à la fois un excellent pâturage et une bonne protection contre les agents érosifs. Toutefois, localement, elle peut connaître des mouvements de masse isolés sous forme de solifluxion ou de glissement de terrain.

Les blocs migrants ou blocs "laboureurs" sont ici moins nombreux qu'au Mont Lozère, mais on peut en rencontrer, en particulier sur les versants à regard nord ou est, au-dessus de 1600 m. Parmi de nombreux exemples, signalons leur existence sur le flanc nord du Puy de la Tourte, au Nord-Ouest du Puy du Rocher et à l'Est du Plomb du Cantal. Comme au Mont Lozère, les blocs ont en général leur grande dimension dans le sens de la pente, un bourrelet à l'aval et un sillon de 1 à 2 m à l'amont. Apparemment, ils sont aujourd'hui, c'est-à-dire sur sept ans d'observations, immobiles, mais le maintien de la forme du bourrelet et du sillon laisse à penser que les derniers mouvements ne sont pas très anciens. Très localement le sillon peut avoir une longueur inhabituelle de 10 à 20 m de long : il conserve alors une largeur (40 à 50 cm) et une profondeur (30 cm) constantes ; il est entièrement végétalisé, surtout par la Callune. Cette situation se présente sur le versant oriental du Rocher de Chamalières au-dessus du cirque des sources du Benet. Il a fallu des conditions très favorables au glissement, qui s'est produit sur une période de courte durée avec, ensuite, des conditions peu agressives sinon le sillon aurait évolué en niche de congère longitudinale. La conservation de ce type de sillon plaide aussi pour la faible ancienneté du phénomène.

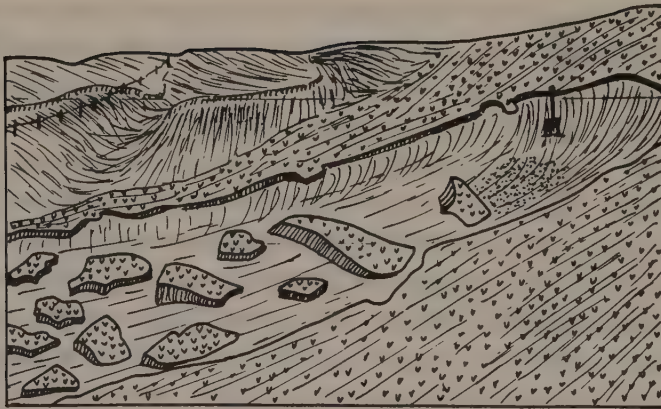
De petits bourrelets terminant vers le bas de nombreux tabliers de blocs de quelques dizaines de mètres carrés de superficie sont à ranger dans une catégorie voisine de phénomènes. A l'aval, les blocs sont redressés et l'ensemble semble pousser un bourrelet de sol qui peut atteindre 1 mètre de haut ; à l'amont, un large creux exprime l'ampleur du déplacement. Les remarques faites pour les blocs migrants sur l'origine et l'âge du phénomène peuvent s'appliquer à ces tabliers. Rappelons que ces bourrelets affectent l'espace couvert de lande, immédiatement au-dessus des limites actuelles de la forêt.

Localement, dans les secteurs où les forêts ont été remplacées par des prairies, dans la section à pente forte des vallées, peuvent se produire des glissements de terrains bien localisés. Certains, de petite taille, ne sont que de minuscules "coups de cuiller" et marquent peu le paysage ; d'autres, au contraire, peuvent modifier temporairement l'aspect du versant et du parcellaire. Un exemple pris dans la haute vallée de la Santoire, en rive droite, près du hameau de la Cordoue, est particulièrement significatif : à la fin de l'hiver 1979, un glissement de terrain, long de 150 m et large de 30 m, a détruit le sommet du versant au contact avec la planèze (fig. 200).

Le sommet du versant avec une pente comprise entre 15 et 18°, est formé de dépôts colluviaux (origine périglaciaire et anthropique) qui lui donnent une allure en grande banquette ; en arrière, s'étend la planèze ; un vallon sec échancre ce sommet de versant. C'est latéralement, à quelques dizaines de mètres du vallon que s'est produit le départ des matériaux. Les eaux venant depuis le sommet du versant et la planèze se sont infiltrées dans les matériaux colluviaux qu'elles ont saturés, en raison de l'imperméabilité relative du substratum, ici, la brèche volcanique ; le décollement s'est produit au niveau de la roche en place laquelle n'a pas connu d'enlèvement de matériaux. A l'amont, il y a eu glissement avec rotation des matériaux (fig. 200, b), ce qui donne un creux en forme de "coup de cuiller" d'environ 4 m de profondeur ; vers l'aval, ces matériaux ont poussé devant eux des pans entiers de sol et de pelouse qui ont évolué comme des radeaux plus ou moins basculés, la végétation restant en surface en dépit d'un transport plus ou moins long et d'une perturbation plus ou moins poussée ;



a



b

Fig. 200 : Evolution actuelle des versants dans le Cantal :
glissement de terrain - Vallée de la Santoire.

a - vue générale ; b - détail de la partie supérieure de
l'arrachement (la pelle - 1,3 m - donne l'échelle).

à l'aval, l'excès d'eau a provoqué un véritable écoulement boueux qui a recouvert la pelouse en place sous forme d'une longue trainée de matériaux fins.

C'est l'excès d'eau provoqué par la conjugaison de la fonte des neiges et d'abondantes précipitations qui est responsable du phénomène. Une telle évolution menace à terme tout le haut versant et risque de stériliser les prés de fauche du contrebas, aussi, les agriculteurs tentent-ils de la prévenir en creusant des rigoles à l'amont de l'endroit où se produisent les cicatrices, pour empêcher l'infiltration des eaux et éviter le franchissement des points de plasticité et de liquidité ; ils appliquent ainsi, à leur façon, des préceptes proposés par J. Tricart depuis de nombreuses années.

Le phénomène éboulement, omniprésent pendant tout l'Holocène, se poursuit de nos jours d'une façon ponctuelle, affectant de petites portions d'espaces sans aucune commune mesure par leur taille avec celle du passé. Nous avons relevé deux exemples significatifs :

- Au printemps 1974, près de Farreyre, dans la vallée du Brezons, un pan de versant a été emporté en rive droite de la rivière. La cicatrice de décollement, haute de 6 à 8 m, était située à une vingtaine de mètres au-dessus du plancher de la vallée sur une portion de versant à pente 25° ; la largeur affectée mesurait environ 40 m ; le débordement des matériaux sur le fond plat mesurait lui aussi 40 m. Le décollement s'est effectué au contact entre la brèche en place et les formations superficielles hétérogènes et épaisses, glaciaires et périglaciaires, qui la recouvrent. Le fonctionnement est celui d'un glissement en planche épaisse : les matériaux sont emportés sur une faible épaisseur, le plan de cisaillement passe sous les racines des arbres qui sont certes bousculés, mais qui ont réussi à ne pas périr et à s'enraciner à nouveau en dépit, parfois, de la position très penchée de leur troncs. On comprend le déroulement du phénomène : en période de fonte des neiges et de fortes pluies, les formations superficielles sont saturées brutalement, ce qui crée une véritable nappe perchée de versant en raison de la relative imperméabilité de la brèche ; l'excès d'eau provoque alors un cisaillement au contact brèche-formations superficielles, c'est-à-dire là où la cohésion est la plus faible.

- Un autre exemple a pu être observé, début mars 1982, dans la vallée de la Petite Rhue, à 1 km à l'amont du village du Claux, dans un secteur où la pente ne dépasse pas $10-12^{\circ}$: la cicatrice d'arrachement atteint 10 m de haut sur 70 m de large ; les matériaux glissés s'étalent sur une surface de 125 m de large et 180 m de long ; épais près du point de départ, ils forment partout ailleurs une couche peu épaisse, de 0,50 à 1 m, recouvrant la topographie antérieure sans la bouleverser (la route départementale 26 a d'ailleurs été franchie sans être emportée et il a suffi du passage d'un bulldozer enlevant les dépôts pour permettre à nouveau la circulation) ; à la différence du cas précédent, sans doute en raison de la longueur du trajet parcouru et du brassage plus grand des matériaux, les arbres entraînés ont été entièrement déracinés. (pl. ph. XV).

Un tel phénomène est difficile à classer car il implique une dynamique complexe : éboulement avec rotation à l'amont, glissement en planche épaisse ensuite et, à l'aval, formation de petites coulées boueuses. Ce glissement de terrain peut être comparé aux "frane" décrits dans les régions méditerranéennes.

Les divers mouvements de masse qui affectent les versants à pente forte du Cantal présentent de l'un à l'autre des transitions ténues, du type de celles décrites par C.F. Sharpe (1937), selon que varient la pente moyenne du versant, la charge solide et la quantité d'eau disponible : suivant les cas, on est en présence de véritables éboulements, de glissements de terrain, de coulées boueuses et même parfois, de courtes laves torrentielles. A l'échelle d'un massif comme le Cantal, ces attaques demeurent modestes et ne concernent qu'une faible partie des versants à pente forte des grandes vallées ; toutefois, leur répétition en fait un type de processus actuels qu'il convient de mettre en évidence.

D- Les dynamiques actuelles dans les éboulis du Puy Griou.

Extrusion de phonolite de 1690 m d'altitude, le Puy Griou domine l'interfluve étroit qui sépare la vallée de la Cère (au-dessus du village des Chazes) et le cirque des sources de la Jordanne. Le modelé d'ensemble en forme de grand cône à allure "bossue" s'explique par la dissymétrie qui existe entre les flancs nord et sud. Le flanc sud présente un profil grossièrement concave avec trois secteurs : une courte section sommitale en pente très forte ($40 - 45^\circ$), une section moyenne plus longue à pente encore forte (36°) et une courte partie à pente douce. Le versant nord, au contraire, est un versant long, de pente moyenne 36° , rectiligne au sommet, légèrement convexe ensuite et faisant un angle brutal avec le pied du versant (photo VI).

L'ensemble du cône est frangé par un éboulis hérité formé de dalles de phonolite à allure de lauzes de 30 à 40 cm de longueur sur 5 à 10 cm d'épaisseur. Ces dalles grossières sont en surface de l'éboulis ; en-dessous les gélifRACTS deviennent progressivement de plus en plus petits jusqu'à compter, vers 1 mètre de profondeur, un horizon de 20 à 30 cm d'épaisseur où la matrice fine inférieure à 2 mm l'emporte sur tout le reste. Le contact avec la roche en place saine est brutal. Tous les matériaux de cet éboulis sont l'héritage d'une période de cryoclastie active lors du Tardiglaciaire mais sans doute aussi en position supraglaciaire, lors des épisodes précédents. La cryoclastie se poursuit aujourd'hui, mais elle ne fournit qu'une faible quantité de blocs, de petite taille, blocs qui s'amoncellent entre l'éboulis ancien et les chicots rocheux.

Les matériaux des éboulis hérités sont en équilibre instable et la marche est difficile et dangereuse sur l'accumulation de blocs. Les blocs sont superposés à plat les uns sur les autres, sans aucun engrenage entre eux. Une dynamique bloc à bloc provoque de petits réaménagements en surface de la formation. Mais cette évolution n'est rien comparée aux grands mouvements de masse d'un type particulier qui affectent l'ensemble.

On remarque en effet la présence de grands sillons ouverts longitudinalement dans le sens de la plus grande pente au sein même de l'accumulation de blocs. L'un de ces sillons ouvert au printemps 1974

sur le flanc nord, nous a permis une bonne observation : il se présente comme une rainure longue et étroite, allongée du sommet jusqu'à la base de l'éboulis, avec une largeur constante de 4 à 6 m. En travers, ce sillon apparaît comme un baquet avec un fond horizontal et des bords raides où les blocs sont en équilibre précaire ; le fond du chenal ainsi créé s'inscrit dans la roche en place à l'amont tandis qu'à l'aval, le matériel fin de la base de l'éboulis n'a pas été emporté. Le sillon s'achève au pied du tablier de blocs par un vaste bourrelet où le matériel transporté est accumulé en vrac, sans aucun classement, avec seulement quelques blocs relevant du nez.

La dynamique responsable n'est pas aisée à concevoir. Ce ne peut être un simple éboulement car on ne comprendrait pas la forme allongée de la cicatrice. De même, le sillon peut difficilement être mis en relation avec l'action du ruissellement car on voit mal comment les eaux pourraient se concentrer en l'absence de tout bassin de réception et l'on sait que la structure open-work de l'éboulis favorise plus la multiplication des filets d'eau que leur concentration. Comme il s'agit d'un mouvement de masse, rapide, avec glissement en une seule fois de l'ensemble des débris provoquant le ramonage d'un long couloir, on peut penser à une évolution de type avalanche de blocs au sens de C.F.S. Sharpe (1937) qui parle de "débris avalanches". Ainsi on comprend le tracé long et étroit et l'accumulation en bourrelet informé à la base. Le mouvement initial se produit à l'amont, là où la pente est la plus forte et se propage vers l'aval. Il se déclenche à partir d'une surcharge localisée qui provoque la rupture de la cohésion. Le phénomène est favorisé par l'entassement de neige et peut-être par de petites avalanches glissées depuis le chicot rocheux surplombant. L'imbibition de la couche de matériaux fins située au contact avec la roche saine, par les eaux de fonte de la neige, favorise certainement le glissement des matériaux. Ajoutons que le mouvement se produit toujours selon une génératrice du cône, c'est-à-dire le long de la ligne de plus grande pente, là où la cohésion entre les blocs est la plus faible.

Une fois le sillon tracé, d'autres processus viennent en relais. Le ruissellement qui peut désormais se concentrer nettoie la roche en place à l'amont et creuse de petites rigoles dans les fines qui subsistent à l'aval.

Le gel et la neige provoquent la descente des blocs qui, venant des bords, glissent dans l'axe du sillon et s'y accumulent en banquettes sur les anfractuosités rocheuses les mieux marquées. A l'amont le sillon peut être encombré par des blocs issus de la cryoclastie actuelle. Leur descente en longues coulées de blocaille est généralement rapide et a fait l'objet de mesures que nous présenterons plus loin.

Sur l'ensemble du flanc nord du Puy Griou, de nombreux sillons de ce type peuvent être repérés. Les formes sont plus ou moins émoussées selon l'ancienneté du phénomène mais toujours reconnaissables. Grâce à ces mouvements répétés, le tablier de blocs progresse vers le bas du versant où il recouvre d'anciennes formations superficielles gélifluées. Les matériaux des bourrelets sont redistribués sous forme de petites terrassettes progressant au détriment de la pelouse. A l'amont, on assiste par le fait de la descente des matériaux, au lent dégagement du culot phonolitique lequel est lentement exhumé de la couverture gélifractée qui l'avait ennoyé. Le secteur couvert de végétation entre la roche en place et le sommet du tablier ne cesse de s'élargir.

Le flanc sud du Puy Griou présente une allure plus évoluée et le manteau de blocs a été plus largement étalé sur le versant qui prend une allure concave. Les dynamiques y ont été sans doute différentes de celles du Nord, plus proches de celles que nous avons notées dans les grands tabliers de blocs hérités à bourrelets.

Le Puy Griou présente donc sur son versant nord des dynamiques vives du type de celles que l'on rencontre sur certains éboulis de la haute montagne. L'abondance des matériaux en plaquettes, la pente forte et l'isolement topographique en sont sans doute beaucoup plus responsables que l'altitude, somme toute, peu élevée. De telles dynamiques se retrouvent sur d'autres pointements rocheux dans le coeur du Cantal, comme le Roc d'Hozières.

E-- Les dynamiques actuelles dans le Cantal : tentative de quantification.

Les tentatives de quantification des dynamiques actuelles dans le massif du Cantal ont porté sur trois types d'évolution : une grande niche de nivation, les écorchures de pelouse de versant sud, et les coulées de blocaille localisées du Puy Griou. Les méthodes utilisées ont consisté en marques de peinture alignées et en piquets de bois et de métal enfoncés plus ou moins profondément dans le sol. Malheureusement les parcelles visées n'ont jamais pu être mises en défens et les passages répétés des animaux (domestiques ou sauvages) ont pu perturber les résultats. Cette mise en défens était-elle souhaitable ? Ce n'est pas sûr dans la mesure où, sauf cas de surcharge pastorale, le piétinement des animaux fait partie intégrante de l'évolution naturelle. Ce n'est sans doute pas d'aujourd'hui que les mouflons ou les sangliers recherchent la fraîcheur des sourcins ou des flaques de neige encore fondantes au début de l'été.

1- La niche de nivation de la Sagne du Porc.

La niche de nivation de la Sagne du Porc est, nous l'avons vu (fig. 194), représentative des grandes niches isolées. Etudier la vitesse de déplacement des matériaux dans un tel cadre nous a paru une opération utile. Deux points ont été choisis :

(a) au coeur de la niche, légèrement à l'amont, dans un secteur entièrement minéral qui semble évoluer par les seuls processus de gel-dégel et l'action du ruissellement ;

(b) en bordure orientale de la niche, là où la forme se termine par une entaille vive.

Dans le premier cas (a), quatre lignes de peinture ont été tracées sur de petits blocs, perpendiculairement à la ligne de plus grande pente qui, à l'emplacement de la niche, n'est que de 15-16° (l'ensemble du versant fait 17-18°). Les différentes lignes sont matérialisées par des signes peints différenciés de façon à ce qu'on

puisse les reconnaître en cas de mélange d'une ligne à l'autre. La peinture a été réalisée après la descente des troupeaux en octobre 1975. Les relevés ont eu lieu en juin et juillet de façon à ce que la neige ait suffisamment fondu pour libérer l'endroit marqué. Dans tous les cas le troupeau était déjà présent à l'estive mais sans que l'on note un piétinement excessif autour de la congère.

Les résultats apparaissent sur la fig. 201. Ils portent sur trois années consécutives, de l'automne 1975 au début de l'été 1978. A l'amont, la ligne A ne connaît que des mouvements réduits : elle prend une allure en petits lobes, avec un déplacement atteignant rarement plus de 10 cm (20 cm pour le point 1) ; à droite 5 points sont restés stables.

Située 40 cm plus à l'aval la ligne B a subi les déplacements les plus importants : elle est venue recouvrir la ligne C, dès la première année en deux points, après un parcours de 40 et 50 cm ; le mouvement se ralentit les deux années suivantes tout en continuant face au point 5. Le secteur qui a subi le plus fort déplacement de matériaux apparaît comme le plus riche en éléments fins (plus de 70 % inférieur à 2 mm). L'évolution s'est faite sous forme d'une petite coulée boueuse de moins d'un mètre de large et de 70 cm de long qui s'est mise en place la première année d'observation, les deux années suivantes n'ayant subi que des retouches de sa terminaison aval. La partie droite de la ligne B, plus riche en matériaux grossiers reste ancrée au point 11.

Le suivi de la ligne C a été difficile en raison des recouvrements venant de l'amont qui provoquent la disparition des points 2, 5 et 6. Le point 5 a été découvert sous 12 cm de matériaux. A droite, face au point 8, un nouveau secteur riche en fines provoque un mouvement important tandis que le point 12 demeure immobile.

Enfin, à l'aval, dans un endroit très riche en fines et en eau, les mouvements sont importants. Des perturbations d'origine animale sont vraisemblables dans la mesure où plusieurs points n'ont pas pu être retrouvés à cause de leur enfouissement.

De telles mesures, même sommaires, montrent une dynamique importante procédant par "saccades" annuelles. Cependant cette dynamique est superficielle, n'affecte que des secteurs de quelques mètres carrés et des points d'ancrage demeurent, bien fixés, en bordure de la niche.

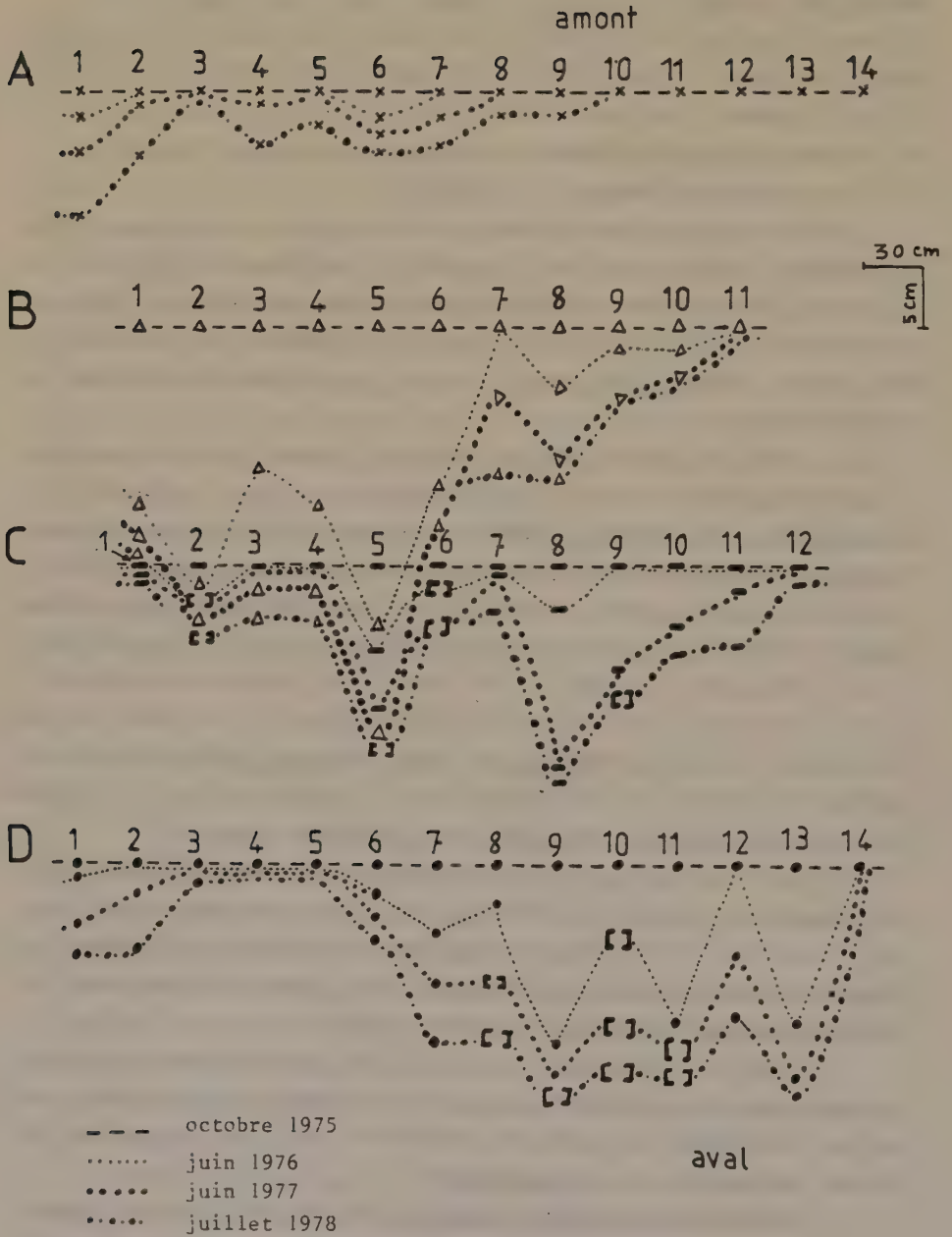


Fig. 201 : Evolution des marquages de peinture au coeur de la niche de nivation de la Sagne du Porc.

Pour l'étude de l'entaille vive en bordure de niche des lignes de peinture ont été tracées dans le sens de la plus grande pente qui est ici de $30-31^\circ$ sur 1,5 m de hauteur (fig. 202). Toutes les lignes établies aux endroits où les matériaux grossiers (>5 cm) sont absents ont été détruites entre chaque automne et le début de l'été suivant (ex. ligne 1, fig. 202).

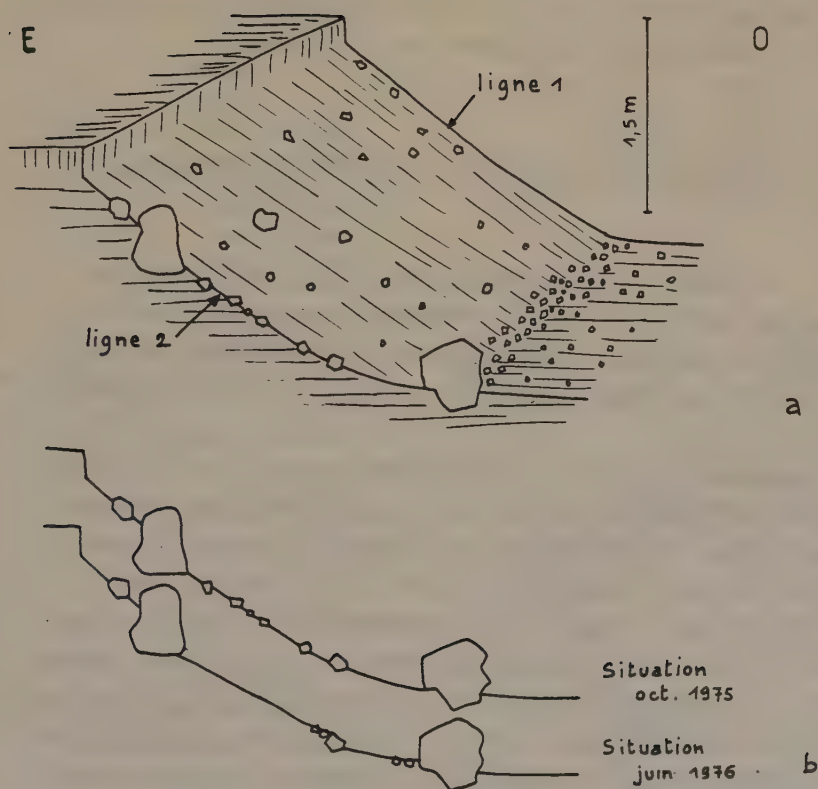


Fig. 202 : Evolution de l'entaille de bordure de la niche de la Sagne du Porc.

a- situation d'ensemble.

b- évolution de la ligne 2.

Les cailloutis peints se retrouvent au pied de l'entaille, souvent enfouis sous quelques centimètres de débris et ayant migrés d'une dizaine de centimètres, voire de plus d'un mètre. En revanche, dès que des gros blocs sont incorporés dans l'alignement, ils demeurent en place mais comme des éléments fins intercalaires ont migré, on assiste au déchaussement des blocs (ex. ligne 2, fig.202). La vitesse du déchaussement est difficile à apprécier : la base des blocs est affouillée, la partie amont légèrement recouverte. On peut estimer d'après nos observations qu'actuellement le recul de cette petite paroi vive est de l'ordre du centimètre par an compte tenu que de petits secteurs peuvent reculer de 5 à 10 cm après un hiver et d'autres rester stables (autour des blocs) pendant plusieurs années.

2- Les écorchures de pelouse de versant sud, près de la Sagne du Porc .

En raison de l'importance spatiale de ces formes, nous avons tenté de saisir la vitesse du déplacement des matériaux. A l'endroit de l'expérimentation l'écorchure de pelouse présente une pente de 28-29°. Les mesures ont été faites dans la partie la plus vive.

Des piquets de bois de section carrée de 2 x 2 cm et de 15 cm de long ont été enfoncés selon une ligne perpendiculaire à la plus grande pente. Cinq piquets étaient en travers de la niche, et deux de part et d'autre dans la pelouse pour servir de repères (fig.203 A). Tous les piquets de la niche ont été arrachés entre octobre 1975 et juin 1976, les deux autres n'ont été en rien modifiés. Non seulement ils ont été arrachés mais ils ont été transportés vers l'aval sur des distances qui vont de 0,45 m à 1,95 m. Repris l'année suivante l'expérience a donné le même résultat. Des fiches métalliques, de section ronde de 5 mm de diamètre et de 28 cm de longueur ont été ensuite mises à la place des piquets de bois. Cette fois aucune fiche n'a été arrachée, mais deux ont été inclinées par rapport à la verticale, l'une de 27°, l'autre ayant même été tordue. Pour les autres en dehors de celles incluses dans la pelouse, l'évolution est diverse : une n'a

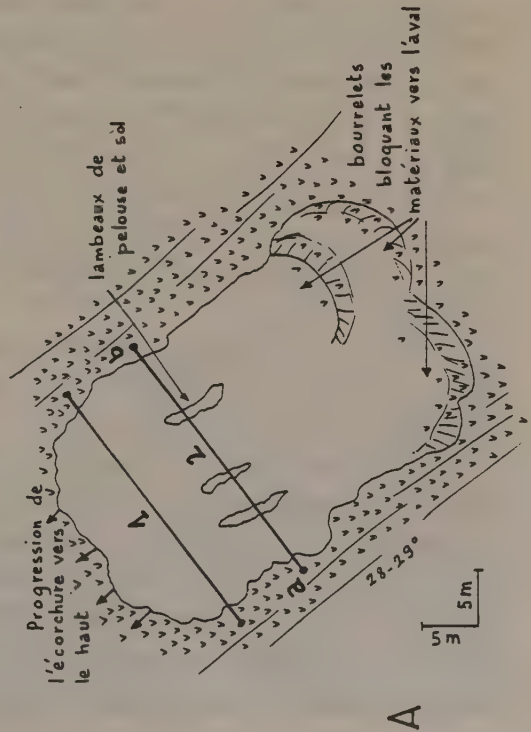
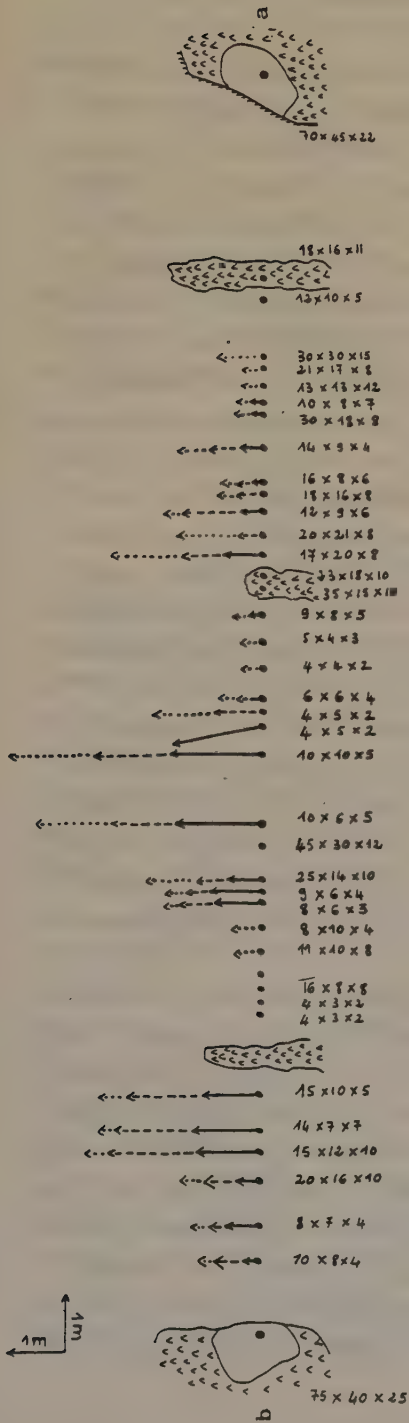


Fig. 203 : Evolution de l'écorchure de pelouse du flanc sud de la Sagne du Porc.

A - Disposition d'ensemble de l'écorchure de pelouse.

1. alignement des piquets. - 2. ligne de peinture.

B - Détail de la ligne de peinture.

Les points correspondent aux blocs marqués dont les dimensions sont indiquées en centimètres au-dessus. Les flèches représentent le déplacement des blocs : en traits pleins : d'octobre 1975 à juin 1976. en tirets : d'octobre 1976 à juin 1977. en pointillés : d'octobre 1977 à juillet 1978.

subi aucune modification, deux ont été recouvertes et deux ont été dégagées (l'une de 6 cm, l'autre de 12 cm).

L'arrachement des piquets de bois ne peut être dû qu'au rôle des alternances gel-dégel, efficace en raison de la dimension de la section des piquets (4 cm²), ce qui ne se produit pas avec les piquets métalliques de section beaucoup plus petite, et enfoncés plus profondément ; à cela il faut ajouter la poussée exercée par la lame de matériaux qui se déplace en surface. C'est sans doute cette poussée qui est responsable de la déformation des fiches métalliques. Ce transfert de matériaux est différent selon les endroits et côte à côte se produisent des phénomènes de décapage et des phénomènes d'accumulation.

Une ligne tracée de blocs à blocs, à la peinture, a été établie au travers de l'écorchure (fig. 203, B). D'une année à l'autre, on peut noter la progression des blocs, laquelle surprend par son ampleur. Cette progression se fait selon des axes préférentiels qui correspondent aux secteurs riches en matériaux fins et en petits blocs (parmi ceux qui ont avancé le plus loin aucun ne dépasse 17 cm de grand axe). Dans la bande médiane, on peut noter trois déplacements supérieurs au mètre, dont deux atteignent respectivement 1,6 m et 1,65 m pour la période 1975-1976. Au contraire, des lambeaux de sol et couverture végétale servent de points d'ancrage ; les plus gros blocs jouent le même rôle. Dans le temps, on observe une progression régulière dans la bande centrale dans la mesure où les relevés sont établis loin du bourrelet terminal ; dans la partie droite de l'écorchure, les mouvements diminuent d'ampleur étant donné qu'ils sont, eux, plus proches de la terminaison aval.

De tels mouvements ne doivent pas surprendre car ils s'appliquent à une écorchure de pelouse vive affectée par des dynamiques très localisées de type coulée boueuse de 1 ou 2 m², au milieu d'une masse en cours de solifluxion. L'écoulement boueux est sans doute favorisé dans son déclenchement, par le passage d'animaux, y compris les bovins qui pâturent dans le voisinage. Ces mouvements nous indiquent que l'aspect vif des écorchures de pelouse n'est pas un vain mot, mais on ne peut pas s'en servir pour une quantification à l'échelle du versant. En effet, seules sont affectées de petites portions d'espaces et les matériaux remaniés sont stockés à quelques mètres à l'aval dans les

bourrelets. Avec l'exhaussement des bourrelets la pente diminue, les mouvements s'atténuent et l'écorchure disparaît progressivement. D'autres entailles s'installent ailleurs.

L'intérêt des mesures ainsi effectuées est surtout de rappeler la fragilité du milieu à cette altitude. C'est une sorte de sonnette d'alarme dont on devrait tenir compte lors des opérations d'aménagement de la montagne. Ces mesures mettent en évidence le danger représenté par l'ouverture de pistes d'altitudes qui sont autant de points de départ pour une érosion en plaque, érosion plus insidieuse que le ruissellement concentré qui démarre en premier lieu après de tels travaux.

3- Les coulées de blocaille du Puy Griou.

Une coulée de blocaille vive a été choisie sur le flanc nord-ouest du Puy Griou. Elle est inscrite dans un ravin étroit, long de 75 m, qui débute une quinzaine de mètres immédiatement sous le sommet. Elle est en partie nourrie de blocs détachés par cryoclastie actuelle. Tous les blocs sont sains, sans couverture de lichens ; l'instabilité à la marche est très grande. Sept lignes tracées à la peinture ont été réalisées à différents niveaux et observées sur trois années. Elles permettent de constater différents stades de mobilisation des matériaux qui apparaissent sur le tableau XIX.

Les déplacements observés sont partout extrêmement importants atteignant et dépassant parfois le mètre en une année. Toutefois, de grands écarts peuvent être notés : les lignes 3 et 5 qui marquent des bourrelets n'ont pratiquement pas bougé tandis qu'au contraire la ligne 2 en travers d'un couloir connaît des mouvements d'une grande amplitude puisque certains blocs ont parcouru jusqu'à 7,5 m en trois années. Cela tient aux dynamiques qui affectent le couloir. Les blocs détachés depuis la corniche atteignent la coulée dont ils perturbent l'agencement superficiel : des blocs sont cassés par le choc, d'autres légèrement déplacés. Nous avons nous-même procédé à des lachers de blocs depuis la corniche : tous rejoignent la coulée selon des cheminements précis et jusqu'à des points qui ne varient qu'en fonction de la taille des blocs.

Localisation des marques	N° des blocs	Taille des blocs en cm	Déplacement oct. 75 - juil. 76 en cm	Déplacement oct. 75 - sept. 77 en cm	Déplacement oct. 75 - sept. 78 en cm
Ligne 1 amont L : 2,9 m	1	15 x 6 x 6	+ 40	+ 56	+ 66
	2	15 x 4 x 10	?	?	+ 95
	3	24 x 20 x 6	55	60	?
	4	24 x 22 x 6	190	210	246
	5	20 x 16 x 9	?	?	92
	6	9 x 7 x 3	35	?	79
	7	12 x 10 x 5	0	0	0
Ligne 2 couloir L : 2,3 m	1	10 x 14 x 5	5 R	?	500
	2	17 x 11 x 5	195	450	750 C
	3	19 x 15 x 5	200 R	450	?
	4	12 x 8 x 4	?	800	?
	5	16 x 16 x 4	?	?	?
	6	18 x 12 x 5	?	?	?
	7	30 x 20 x 9	0	?	?
Ligne 3 bourrelet L : 3 m	1	20 x 15 x 4	35 R	92 C	?
	2	9 x 8 x 3	5 R	5 R	5 R
	3	22 x 11 x 9	0	0	5 R
	4	15 x 8 x 4	0	0	220
	5	12 x 11 x 7	10 R	10 R	10 R
Ligne 4 couloir L : 2 m	1	73 x 20 x 20	200	600	?
	2	35 x 15 x 10	300	?	?
	3	23 x 12 x 5	?	?	?
	4	17 x 9 x 4	?	?	?
	5	10 x 15 x 5	?	?	370
Ligne 5 bourrelet L : 4 m	1	21 x 14 x 4	0	5	5
	2	42 x 24 x 15	0	17	21
	3	14 x 23 x 6	30 Red.	30	30
	4	20 x 15 x 9	35	35	35
	5	54 x 35 x 12	15	15	25
	6	32 x 18 x 9	0	?	?
Ligne 6 bourrelet L : 6 m	1	29 x 27 x 5	0	30	?
	2	30 x 20 x 9	0	10	40
	3	26 x 12 x 5	0	15	45
	4	19 x 16 x 5	0	15	30
	5	23 x 10 x 5	20	20	50
	6	28 x 27 x 14	30	?	90 C.
Ligne 7 bourrelet L : 5,6 m	1	48 x 22 x 15	0	0	?
	2	20 x 17 x 15	20	30	?
	3	21 x 14 x 6	20	30 R.	170
	4	27 x 19 x 4	10	30	?
	5	23 x 21 x 8	?	146	?
	6	5 x 35 x 24	20	33	?
	7	23 x 18 x 12	10	10	10
	8	38 x 17 x 12	0	2-3	2-3

R : bloc retourné
Red : bloc redressé
C : bloc cassé
? : bloc non retrouvé

Tableau XIX : Déplacement des blocs dans les coulées de blocaille du Puy Griou.

Ainsi s'accroissent progressivement certains bourrelets dont la taille augmente jusqu'à ce que la force de cohésion interne soit dépassée et le bourrelet s'éboule alors dans le couloir qui lui succède à l'aval. Pendant son édification le bourrelet ne bouge pratiquement pas tandis que lors de son écroulement ses constituants se retrouvent étalés à de grandes distances. A cela, il faut ajouter le rôle de la neige : au pied du piton sommital la neige s'accumule en énormes congères qui glissent en coulées comme de petites avalanches lesquelles parcourent le ravin dans lequel est logée la coulée. Sans aucun doute possible, le passage des animaux sauvages se cumule avec les actions précédentes.

Avec de telles dynamiques on comprend l'important déplacement des blocs dans les portions en couloirs, la disparition de certains d'entre eux recouverts par les matériaux venant de l'amont (ligne 2 et 4) et leur éventuelle réapparition dès lors que les matériaux de couverture sont à nouveau entraînés vers le bas.

Cette étude du déplacement des blocs dans une coulée vive est destinée à illustrer localement un mode de cheminement des blocs. Elle ne doit pas faire illusion et servir de repère pour l'évolution de l'ensemble de l'éboulis du Puy Griou. Elle ne concerne que les 5 ou 6 coulées vives situées au Nord-Ouest du pointement. Elle permet de quantifier une évolution dans un secteur de versant à transit rapide en sachant bien qu'au pied de ce secteur, les matériaux s'accumulent en lourds bourrelets dans lesquels les blocs ne migrent plus que très lentement. Ailleurs, les avalanches de débris, bien que plus rapides à l'instant où elles se produisent n'ont réussi à évacuer qu'une toute petite partie du vaste champ de blocs hérités.

Les différentes mesures auxquelles nous avons procédé concernant de petites plages au milieu d'immenses espaces, elles montrent que localement l'évolution peut être rapide. Cependant, il ne faut pas oublier que les matériaux ainsi déplacés ne le sont que sur quelques dizaines de mètres et qu'une fois stabilisés, ils se maintiennent en place d'une façon durable. Pour l'instant, ces mesures renseignent surtout sur l'extrême fragilité du milieu dès lors que la couverture végétale a été décapée.

De nombreuses mesures complémentaires sont encore nécessaires et elles devraient être accompagnées d'études stationnelles plus complètes : enregistrement des températures dans le sol et sur les parois, connaissance des phénomènes liés au vent, ...

CONCLUSION

Les morphodynamiques actuelles dans le massif du Cantal se situent toutes, sauf les glissements de terrain et les éboulements, dans une tranche altitudinale qui correspond aux espaces situés immédiatement en limite supérieure de forêt. Les dynamiques associées aux congères de neige, les phénomènes d'écorchures de pelouse, les blocs laboureurs et les bourrelets à l'aval des tabliers de blocs matérialisent un étage où une légère irrégularisation du versant est en cours, irrégularisation qui se fait au dépens des matériaux hérités des épisodes glaciaires et tardiglaciaires. Cet étage correspond sans doute à celui dans lequel se sont exercées les fluctuations de la limite supérieure de la forêt durant l'Holocène ; certaines dynamiques comme la remobilisation de la partie aval des tabliers de blocs et le mouvement des blocs laboureurs que l'on trouve à des altitudes relativement basses ont peut-être été déclenchées lorsque la forêt a été détruite pour agrandir les estives.

A la différence de ce qui se passe au Mont Lozère, les phénomènes de solifluxion prennent une certaine importance tandis que le ruissellement concentré voit ses effets contrariés par la pousse rapide d'un épais manteau végétal. Très ponctuellement, des conditions morphostructurales très favorables permettent une évolution qui rappelle celle de la haute montagne (Puy Griou).

Les morphodynamiques actuelles n'affectent jamais les versants sur toute leur longueur ; les matériaux déplacés sont stockés en limite supérieure de forêt ; en général, leur parcours est moins long qu'au Mont Lozère. Ainsi, ne sont affectés que des espaces réduits, petits flots au milieu de vastes étendues où les versants bien végétalisés présentent une apparente stabilité. Ne sont sensibles à ces morphodynamiques que les parties les plus hautes du massif, au-dessus de 1400 m.

CONCLUSIONS RELATIVES AUX GEODYNAMIQUES ACTUELLES DANS LES MILIEUX A FAIBLE INTERVENTION HUMAINE.

L'observation des géodynamiques actuelles dans les parties les plus hautes du Massif Central nous conduit à mettre en valeur les traits communs de cette évolution :

1- Il faut d'abord insister sur le rôle prépondérant joué par la neige et ceci à tous les niveaux scalaires. A l'échelle d'un massif, le premier effet de la neige est d'être une protection efficace contre la pénétration du gel et de permettre une imbibition des eaux de fonte lente et régulière sur tout le versant. Tout au plus peut-on nuancer la valeur de cette protection selon la couverture végétale (manteau plus épais sur pelouse que sur forêt) et selon les rythmes des précipitations neigeuses (redoux avec disparition momentanée de la couverture).

A l'échelle des versants, le facteur primordial devient la redistribution de la neige par le vent, redistribution qui conduit à créer une mosaïque de milieux juxtaposant des secteurs nus ou couverts d'une mince pellicule et des secteurs protégés par d'épaisses congères.

A l'échelle de détail, plus la date de disparition de la neige est tardive, plus les effets morphogéniques autour et sous la congère sont importants.

2- Les divers processus n'agissent jamais seuls, mais toujours en relais et en combinaisons de processus. C'est ainsi que la cryoclastie ne s'exerce que sur les plages ouvertes par la présence de la neige, mais la cryoclastie elle-même tend à entretenir et à agrandir ces plages. Le ruissellement intervient lui-aussi dans ces micromilieus sans protection où la concentration des eaux est possible sur de courtes distances. Il y a plus combinaisons et cumulation de processus que domination par l'un d'entre eux. Les secteurs à neige tardive sont les éléments spaciaux autour desquels s'organisent les interrelations entre processus.

3 - Les processus actuels sont totalement différents des grands processus qui ont fonctionné lors de la période würmienne, mais ils

sont souvent conditionnés, en particulier pour leur localisation, par les héritages (formes et formations) de la Dernière Période froide (action du ruissellement dans les remplissages nivo-gélifluidaux du Mont Lozère). Si la coupure est nette avec les processus du Würm, des filiations peuvent exister avec ceux du Tardiglaciaire : c'est ainsi que la nivation s'est exercée selon les mêmes principes depuis cette période, mais les espaces affectés se sont considérablement réduits et l'efficacité des processus aussi (aux immenses accumulations de neige capables de nettoyer les tabliers de blocs, se sont substituées de petites congères tout juste responsables d'écorchures de pelouse). Le changement dans l'intensité des processus se produit au début de l'Holocène. Depuis cette date, les caractères des processus ont sans doute peu varié, sauf peut-être un accroissement momentané de l'importance de la solifluxion (blocs laboureurs, bourrelets à l'aval des tabliers de blocs).

4- Les matériaux redistribués sur les versants par les géodynamiques actuelles ne quittent pas l'étage supraforestier ou la lisière supérieure de la forêt. Cela se comprend sans difficulté pour les dynamiques organisées autour des congères de neige ; il en va de même pour le transport par ruissellement concentré lequel fonctionne dans le cadre de petits bassins-versants indépendants, en général non reliés aux talwegs principaux (présence de cônes de matériaux à tous les niveaux du versant).

On assiste à un étagement des dynamiques, les plus actives et les plus nombreuses se plaçant en sommet de forêt, dans la partie défrichée par l'homme.

5- A l'échelle du Massif Central, les géodynamiques actuelles n'affectent que des espaces réduits, essentiellement en limite supérieure de forêt et en position supraforestière (sommets du Cantal, du Lozère, du Tanargue et du Mézenc). Cependant, les effets provoqués par les abondantes précipitations des 20 et 21 septembre 1980 en Haute-Loire montrent que les dynamiques actuelles peuvent être efficaces à des altitudes plus basses. Dans ce deuxième cas, toutefois, la discontinuité

temporelle du phénomène semble être grande, sans doute à l'échelle du siècle, peut-être davantage.

A l'intérieur même de la partie supra-forestière des massifs, les géodynamiques actuelles ne concernent que des points isolés au milieu de vastes espaces en apparente biostase. Il y a là une très grande discontinuité spatiale du phénomène. Ajoutons que d'un massif à l'autre, l'activité morphogénique est plus faible, à altitude égale, dans le Cantal que dans les massifs du Sud-Est (Lozère, Tanargue, Mézenc), sans doute plus en raison de la présence d'andosols que pour des raisons climatiques (agressivité plus faible des précipitations).

6- Etant donné cette discontinuité spatiale du phénomène, les géodynamiques actuelles conduisent à une légère irrégularisation des versants qui avaient été façonnés par les processus würmiens. Les formations héritées sont elles-mêmes localement redistribuées sur le versant, ce qui dégage la roche en place qui peut être attaquée à son tour.

7- La vitesse de l'évolution est lente si l'on en juge par le peu de travail accompli depuis le début de l'Holocène. Toutefois, en des points précis, les dynamiques peuvent être rapides, rappelant certains aspects de la haute montagne (coulées de blocaille sur pente forte).



Planche XIII : Aspects de la limite supérieure de la forêt, au Mont Lozère.

En haut : sur le versant nord, reconquête spontanée et reboisements géométriques (le troupeau est à 1450 m).

En bas : Sur le versant sud, échec d'un reboisement en pins. Noter l'effet de la congère de neige, en dessous de la route « forestière », laquelle suit l'altitude de 1530 m.



Planche XIV : Morphodynamiques actuelles.

En haut : Évolution en bordure de la niche occupée par la congère des sources du ruisseau de Chambeuil (Cantal).

En bas : Évolution de la pelouse en limite supérieure de la forêt sur le flanc sud du plateau de Chamlonge (Tanargue).



(Cl. J.P. PEULVAST)



Planche XV : Évolution actuelle des versants dans le Cantal par mouvements de masse.

En haut : Éboulement complexe, à l'amont du village de Claux (vallée de la petite Rhue).
Noter comment la route, visible au centre, n'a pas été emportée.

En bas : « coup de cuiller » dans la vallée de la Santoire.

TROISIEME PARTIE DU LIVRE III

MODELES ET DYNAMIQUES ACTUELLES SUR
LES VERSANTS A FORTE ACTIVITE ANTHROPIQUE

Tous les versants intégrés dans la présente étude ont connu l'intervention de l'homme. Mais nous avons vu que cette dernière peut rester ténue, au moins dans ses conséquences lorsqu'il s'agit de l'étage supraforestier. Au contraire dans l'étage montagnard et collinéen, l'homme apparaît comme un moteur puissant de transformation à tel point qu'il devient le facteur principal de la morphogenèse actuelle. Bien sûr l'influence anthropique à densité d'occupation égale est variable selon les conditions du milieu : topographie, roche-mère et climat. C'est pourquoi nous sommes obligés de séparer l'étude des grands versants méditerranéens du reste de notre terrain.

Il est souvent difficile de faire la part entre les processus entièrement naturels dans leur déclenchement et leur réalisation et ceux qui n'auraient pas vu le jour sans l'intervention humaine. Les processus de déchaussement des blocs sont identiques lorsqu'il s'agissait des moulons sauvages et lorsqu'il s'agit des moutons domestiques actuels, la seule différence réside dans le nombre plus élevé des seconds, ce qui explique une dégradation plus rapide : de même, les "stries de parcours" existaient avant l'arrivée de l'homme, mais elles se sont multipliées au point de transformer les versants lorsque les troupeaux ont envahi les hautes pelouses. En revanche, dans les secteurs labourés à intervalles

réguliers, on comprend aisément qu'une telle transformation de la surface du versant soit le processus fondamental qui occasionne le déclenchement de dynamiques variées, qui autrement n'auraient pas vu le jour.

Sont exclus du présent travail, tous les phénomènes de transformation directe du milieu par l'homme, en particulier les constructions de murs, fossés, talus, barrages dont l'importance est telle qu'ils mériteraient en eux-mêmes une longue étude. Ne sont pris en compte ici que les déséquilibres morphodynamiques d'origine anthropique se déroulant selon des processus naturels une fois le mécanisme initial déclenché.

CHAPITRE I - PEUPLEMENT ET TYPES D'OCCUPATION DU SOL.

Sans revenir sur les peuplements paléolithiques dont l'importance vis-à-vis du milieu a sans aucun doute été faible, il nous faut insister sur la mise en place de l'homme dans le Massif Central en tant que pasteur et qu'agriculteur. Les processus de "néolithisation" du Massif Central sont encore mal connus (J.P. Daugas, 1976 ; A. Thévenin et J. Roussot-Laroque, 1981). La région apparaît à l'écart, à la fois des influences danubiennes qui se font sentir dans la moitié nord de la France et de l'aire du Néolithique ancien méridional.

Sans doute les gisements du Velay ont-ils subi des influences méditerranéennes : à Longetraye, près de Freycenet-la-Cuche, une datation donnant 4260 ± 170 BC permet de préciser une civilisation ancienne avec céramique (Elouard P. et alii, 1974) ; aux Rivaux, près d'Espaly-St. Marcel on retrouve vers 4250 BC une céramique lisse préchasséenne (J.P. Daugas, 1976). Mais l'incertitude demeure autant pour l'origine de ces civilisations que pour leur répartition géographique. Toutefois, l'existence de tessons cardiaux aux Brûlades, près des Estables (J.P. Daugas, 1976) à 1 500 m d'altitude conduit à envisager la présence d'hommes néolithiques, même d'une façon épisodique, jusqu'en des lieux

réputés difficiles. M. Manville (1982) montre l'importance du peuplement au Néolithique en Limousin nord-oriental et les premières transformations du milieu tant sur le plan de la végétation que sur celui des sols. Il est vraisemblable que les premiers pasteurs ont parcouru les hautes terres du Massif Central dès la période atlantique, il est donc nécessaire d'en tenir compte non seulement pour toute étude de la végétation comme nous l'avons fait mais aussi pour comprendre l'évolution des versants.

Dès 1962 (Chap. III première partie), A. Fel a magistralement présenté le problème des origines de l'occupation du sol et de la genèse des structures agraires dans le Massif Central. Pour comprendre l'utilisation pastorale précoce des pelouses supraforestières et des régions hautes défrichées, il suffit de se souvenir que tous nos massifs se tiennent "à proximité de très vieux centres de peuplement des plaines". "Il est impossible de ne pas imaginer un mouvement d'estivage des troupeaux de ces plaines vers les terres plus fraîches qui les dominent". Toujours selon A. Fel, ce n'est qu'avec les premiers textes médiévaux que l'existence de ces mouvements est assurée : transhumance du bas-Languedoc vers la Lozère ou la Margeride du Sud, de la Limagne vers "les montagnes au-dessus de Brioude".

Les défrichements proprement agricoles ont dû, eux-aussi, être anciens, même à des altitudes élevées. En montagne limousine comme sur le plateau de Margeride occidentale, pourtant milieux apparemment peu favorables, l'occupation romaine a été dense comme en témoigne le nombre de villas gallo-romaines actuellement recensées. Toutefois, sans que l'on en comprenne clairement les raisons, quelques régions sont restées à l'écart de ce peuplement agricole précoce : c'est le cas des plateaux du Velay oriental et du haut Vivarais où la colonisation véritable ne se réalise qu'entre le X^e et le XIII^e siècle. Dans ces conditions, en dépit des difficultés du milieu, l'installation s'accompagne de cultures céréalières dans la mesure où, comme le note A. Fel, les nouveaux arrivants venant des bas pays environnants ont transporté avec eux leur "formule de vie agricole". On comprend dès lors qu'aient existé des champs cultivés jusqu'à des altitudes surprenantes : plus de 900 m en Limousin, 1300 m en Velay oriental et haute Ardèche ; aujourd'hui encore nous avons pu observer quelques champs de céréales (seigle) restant

13 mois en terre avant d'arriver à maturité (ex. du Goulet). Il faut impérativement tenir compte de ces labours, même si la plupart ont aujourd'hui disparu, pour comprendre les traits des modelés de détail des parties hautes de certains versants.

Avant d'aborder l'étude de l'impact de l'érosion agricole, il est nécessaire de rappeler quelles ont été les grandes structures agraires qui se sont partagées les hautes terres du Massif Central. Selon A. Fel (1962, p. 43-55) on peut en distinguer quatre grands types, avec bien sûr toute une gamme de combinaisons entre les différents types :

- la structure "herbagère-pastorale" est extensive et favorise les terroirs occupés par la lande et les pacages ; de ce fait ; la part laissée aux labours est faible et ce d'autant plus que le champ cultivé se déplace constamment à la recherche des endroits les plus favorables. Cette structure peu étendue, se limite aux altitudes élevées et "forme un liseré plus ou moins dilaté autour des pâturages d'été" (A. Fel) : on la rencontre surtout dans le Cantal où elle apparaît dès 1000 m et en haut Velay au-dessus de 1100 - 1150 m ; au contraire, elle n'existe jamais autour des hauts massifs cristallin comme le Mont Lozère ou la Margeride.

- la structure agro-pastorale, tout en conservant d'immenses pacages, fait une part plus grande aux champs labourés. Ces derniers sont permanents et forment une sorte "d'openfield", au coeur de la lande périphérique. Ce type se trouve surtout autour du Mont Lozère, en Margeride et en Montagne Limousine.

- la structure d'enclos caractérise une polyculture semi-intensive : les pacages deviennent secondaires, les labours et les prés fondamentaux ; les limites des parcelles très irrégulières sont marquées par la haie. Ce type de structure caractérise les parties les plus basses des hautes terres, surtout au Nord et à l'Ouest du Massif Central : plateaux limousins et contreforts occidentaux des Monts Dore et du Cantal.

- la structure créée par la petite culture vivrière apparaît proche de l'agro-pastorale mais les landes sont ici remplacées par des espaces forestiers ; elle accompagne des densités de population élevées. C'est elle qui marque les régions orientales du Massif Central, en particulier les hauts plateaux vellaves.

A cela, il faudrait ajouter l'aspect des grands versants cévenols marqués par la construction de terrasses de culture.

L'évolution du "monde" rural depuis une trentaine d'années est si rapide que les grands types de structures agraires décrits par A. Fel ont subi d'importantes modifications ; dans beaucoup de cas landes et champs cultivés, abandonnés par les hommes, ont été recouverts systématiquement par de grands reboisements en conifères ; ailleurs, un renouveau agricole "par points" se fait jour et nécessite un bouleversement complet du parcellaire (remembrement officiel ou plus souvent de fait dans le cadre d'une exploitation agrandie). Seuls sans doute, les paysages ruraux du Cantal et dans certains cas du Velay oriental demeurent identiques à ce qu'ils ont été.

Mais, même dans les cas où les perturbations actuelles sont les plus vives, les traces laissées par les paysages ruraux hérités de plus d'un millénaire d'histoire réapparaissent toujours, tellement leur empreinte est imprimée dans le dessin des versants. De ce fait le rappel des anciennes structures est une étape indispensable pour qui veut comprendre l'évolution récente des pentes : il faut faire oeuvre d'archéologue du paysage rural pour découvrir sous la forêt ou la lande les traces laissées par les civilisations agricoles passées ; de la lecture de ce canevas révolu dépend souvent la justesse de l'interprétation des étapes et des dynamiques qui ont affecté les versants depuis le début de leur mise en valeur.

CHAPITRE II - LE PROBLEME DES RUPTURES DE PENTE D'ORIGINE AGRICOLE.

A - Description du phénomène.

Nous avons vu l'importance des formations gélifluées à blocs sur les versants du "domaine atlantique" et comment ces formations participent à la régularisation de la pente. Dans tous les secteurs fortement mis en valeur sur le plan agricole avec des cultures répétées, si les versants ont conservé leur aspect d'ensemble convexo-

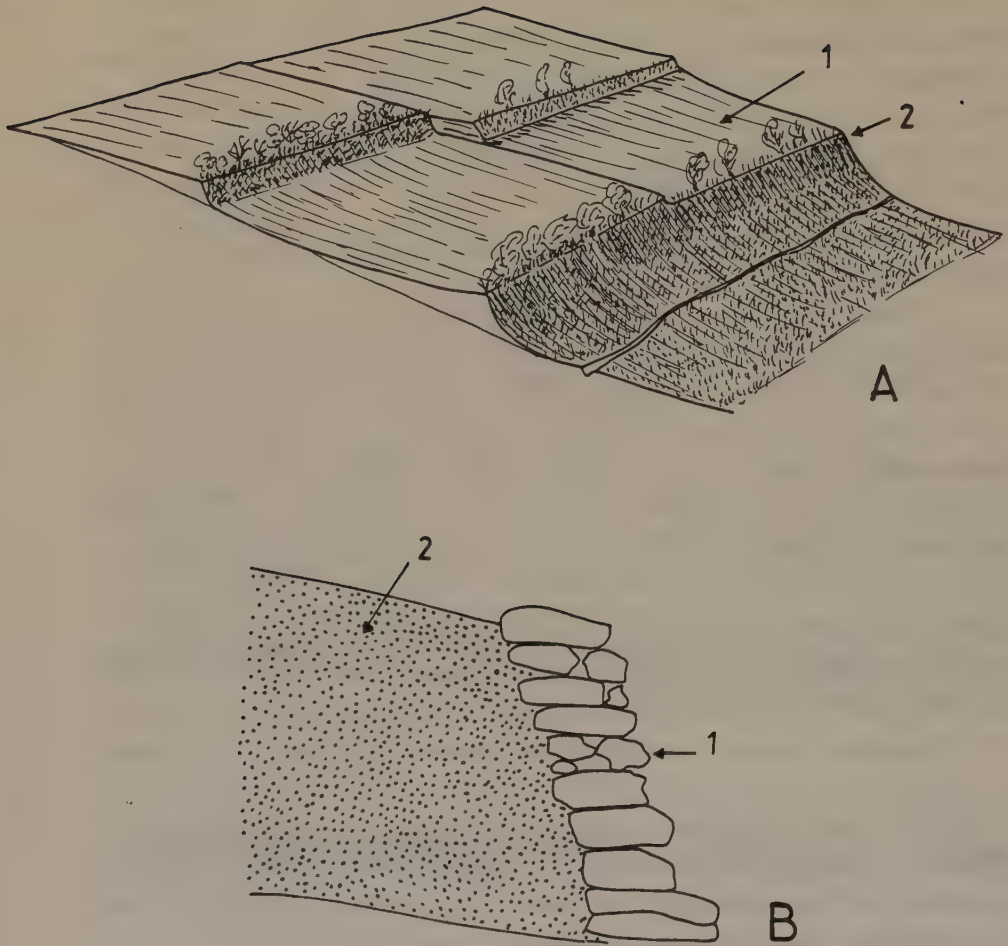


Fig. 204 - Aspects des versants modifiés par la mise en valeur agricole.

A - aspect d'ensemble avec grande rupture de pente

1 - champ cultivé

2 - rupture de pente avec végétation herbacée et haie

B - coupe à travers la terminaison d'un talus avec murette

1 - murette

2 - accumulation d'origine anthropique.

concave, ils présentent dans le détail une allure en grandes marches d'escalier (fig. 204 A) : ces marches dont la taille est à l'échelle d'une parcelle présentent une pente adoucie par rapport à celle de l'ensemble du versant, devenant faible ou nulle ; elles se terminent brutalement en bas de champ par un talus raide à pente forte, proche de la verticale et dont l'élévation au-dessus de la parcelle inférieure est fréquemment supérieure au mètre, pouvant atteindre deux ou quatre mètres. Tous ces talus sont calqués sur le parcellaire : il suffit de confronter leur localisation avec le plan cadastral du début du XIX^e siècle pour se rendre compte que ces ruptures de pente ne peuvent avoir qu'une origine anthropique. Cela explique leur disposition géométrique sur le versant, adaptée aux courbes de niveaux ou tout au plus, légèrement oblique. De tels talus sont toujours couverts d'une végétation dense soit sous forme d'un tapis herbacé et buissonnant soit sous forme d'une haie souvent ponctuée d'arbres. Parfois une murette de pierres sèches peut être associée au talus ; on peut alors remarquer que cette murette n'est pas verticale mais qu'au contraire inclinée vers l'amont elle se présente comme appuyée à la construction (fig. 204 B) ; ainsi, on peut être certain que la mise en place du talus ne doit rien au mur et qu'elle lui est même antérieure.

La fréquence de ce type de constructions et par là, de la transformation des versants nécessite une étude poussée du phénomène. Quelle est la part des processus naturels et celle de l'intervention humaine dans leur création ?

On doit d'abord les différencier totalement des terrasses de culture qui, elles, sont de véritables "champs construits" et que nous ne trouvons que sur les versants méditerranéens de notre étude. On peut, au contraire, les assimiler aux formes construites que sont les "rideaux", que l'on trouve décrits surtout en région d'openfield comme des "ressaut(s) de terrain à l'aval d'un champ" (Dictionnaire de la géographie) et cela d'autant plus facilement que jusqu'à présent la définition et les conditions de création de ces formes demeurent peu précises.

Devant les difficultés pour les rattacher à des formes déjà bien définies, nous proposons d'employer pour les désigner le terme de "banquette agricole" (J.M.Desbordes et B.Valadas, 1979) qui a l'avantage d'insister à la fois sur l'aspect et sur l'origine. Nous savons toutefois

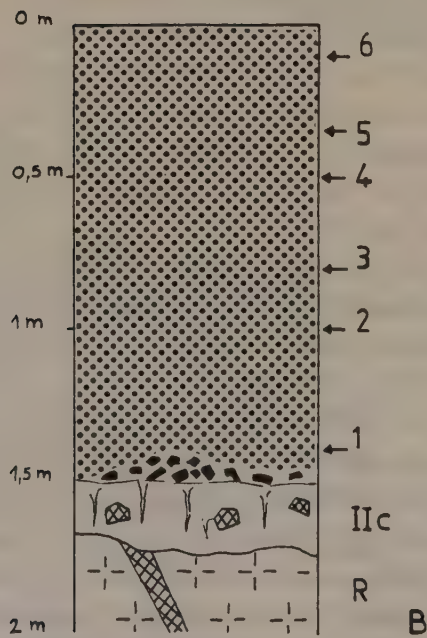
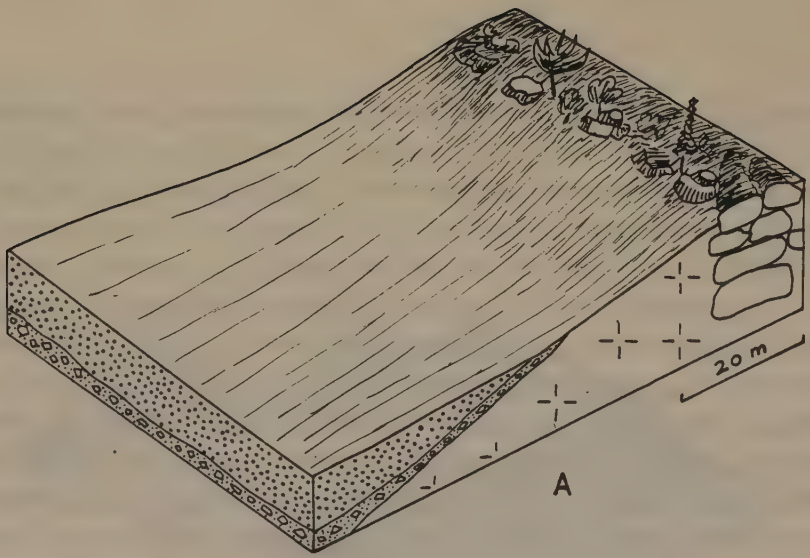


Fig.205 : La banquette anthropique de La Vallade près de Saint-Victor.

A - vue d'ensemble et position de l'accumulation

B - profil de l'accumulation, avec localisation des prélèvements

que ce terme peut être ambigü. C'est ainsi que J. Tricart le réserve aux constructions parallèles aux courbes de niveaux construites de la main de l'homme. La désignation vernaculaire la plus fréquente dans le Massif Central est le mot "terme" lequel a, pour celui qui l'emploie, une signification morphologique (talus), mais aussi le sens de limite, de bordure ; s'il est employé pour désigner n'importe lequel des talus de bord de parcelle, il l'est plus particulièrement pour désigner les plus grands d'entre eux, c'est-à-dire ceux qui séparent les terroirs toujours cultivés des terroirs toujours en herbe (non cultivables en raison d'une hydromorphie marquée). Si nous n'avons pas retenu ici le mot "terme", c'est en raison de son acception purement locale, même si elle s'étend sur la plus grande partie de la France occitane.

B- Analyse d'un exemple.

L'étude poussée d'une banquette anthropique ne peut se faire qu'après une fouille complète permettant d'atteindre le substratum. Lors des travaux d'aménagement du milieu rural, il arrive parfois que l'on puisse bénéficier de grandes entailles n'ayant pas entraîné de perturbations. Ce fut le cas à la Vallade, commune de Saint-Victor (La Souterraine : 557 ; 125,5) : là, près du hameau, l'élargissement d'un chemin a éventré une banquette anthropique située à l'aval d'une parcelle cultivée. Sur la figure 205 A, on lit la disposition d'ensemble : à l'amont de nombreuses têtes de rochers (ici du granite) affleurent ; la partie haute de la parcelle montre un ranker d'érosion (arène grossière brassée par les labours et mêlée à un peu de matière organique ainsi que des blocs plus ou moins déracinés) ; vers le bas au contraire, le sol devient de plus en plus épais, atteignant 1,5 m en bordure de l'entaille où il repose par un contact marqué sur l'arène en place et des formations hétérogènes déplacées, bien visibles sur 40 à 50 cm.

La coupe (fig. 205 B) montre la disposition des matériaux :

- à la base, l'arène en place traversée par un filon de quartz ;
- par-dessus, une formation hétérogène argilo-sablo-limoneuse contenant des petits blocs de quartz épars ; ses traits rappellent ceux des formations gélifluées à blocs.

N° des échantillons	profondeur en cm	fraction fine < 2 mm en %	argiles en %	limons en %	sables en %	texture	pH eau	matière organique K=1,72	Ca m.e.	Mg m.e.	C/N
6	- 10	85,8	17,05	18,10	64,85	Ls	5,37	1,67	3,28	0,43	7,1
5	- 35	85,5	20,30	19,90	59,80	Las	5,28	1,31	1,78	0,17	11,9
4	- 50	84,7	15,10	24,40	60,50	Ls	5,23	1,50	0,95	0,10	11,6
3	- 80	82,8	22,10	17,10	60,80	Las	5,08	1,07	0,65	0,08	11,5
2	- 100	85,8	20,10	21,00	58,90	Las à Ls	5,13	1,14	0,50	0,07	14,5
1	- 140	83,2	22,60	19,40	58,00	Las	4,92	1,20	0,46	0,06	15,9
IIc	- 160	86,4	23,65	25,50	50,85	Las	5,00	0,30	0,85	0,11	9,2
R	- 180	85,5	14,70	11,50	73,80	Ls	4,81	0,20	0,75	0,11	10,6

Tableau XX : Analyses granulométrique et chimique (*) de la banquette anthropique de La Vallade.

(*) : les analyses chimiques ont été effectuées par M.Baffet au Laboratoire de Biologie Végétale de l'U.E.R. des Sciences de Limoges.

- au sommet, sur 1,50 m, le profil est uniforme, brun foncé, presque noir, à structure grumeleuse, aérée ; il contient quelques blocs de granite décimétriques, épars ; aucun horizon différencié n'est décelable, partout la granulométrie, la compaction, la couleur, la teneur en matière organique semblent identiques ; quelques petits charbons de bois de quelques millimètres cubes sont répartis uniformément dans la masse.

- l'intérêt de la coupe réside dans l'existence d'un amas de charbons de bois coince entre la base de la formation brune et les matériaux géliflués. Comme il s'agit de restes d'arbres et d'arbustes calcinés volontairement par l'homme, tout l'horizon sus-jacent ne peut être que postérieur à la mise en valeur du terrain par l'homme.

L'étude macroscopique permet de se rendre compte que nous sommes en présence d'un horizon pédologique hypertrophié dont la création est liée aux labours et à l'érosion qui entraîne sans cesse les matériaux vers le bas de la parcelle. Une analyse granulométrique et chimique a été réalisée pour tous les échantillons prélevés selon les localisations indiquées sur la figure 205 B. Les principaux résultats sont consignés dans le tableau XX. Tout en permettant une approche précise, ils confirment tout à fait ce que l'on pouvait déduire de la simple observation :

- la texture est à dominante limono-sableuse ; d'une partie à l'autre du profil, on retrouve les mêmes classes granulométriques ; une filiation évidente existe entre la granulométrie de l'horizon anthropique (n° 1 à 6) et les formations du substratum à qui elles empruntent leurs constituants minéraux.

- le pH est relativement élevé : il varie de 4,8 à 5,37 ; l'augmentation en surface est due aux amendements effectués par l'homme.

- la teneur en matière organique est constante pour tous les niveaux de l'horizon supérieur ; elle devient très faible dans le substratum, ce qui s'explique aisément.

- la teneur en calcium est faible, un peu plus forte en surface en raison des chaulages ; de 0,35 m à 1,40 m elle est extrêmement régulière ; on peut faire des remarques identiques pour la teneur en magnésium.

- enfin, le rapport C/N bas (de 7,1 à 15,9) indique une activité biologique élevée ; là aussi, notons la parfaite similitude entre tous les points échantillonnés dans l'horizon supérieur, à l'exception de la surface affectée par les pratiques culturales actuelles.

En résumé, on peut remarquer que l'uniformité notée sur toute la partie supérieure du profil se retrouve tant dans les caractéristiques granulométriques que chimiques, et cela sur 1,50 m d'épaisseur ; seule la partie la plus superficielle y échappe en raison de son utilisation agricole. On peut donc affirmer que sur 1,50 m on a affaire à un seul horizon ; on peut le qualifier d'horizon "Ap" car il s'agit bien d'un

horizon humifère labouré ce qui conduit au mélange et à l'homogénéisation des constituants. En fait le labour n'intervient pas seul dans la formation de cet horizon et en particulier, il est incapable d'expliquer l'épaississement, aussi faut-il faire appel à d'autres mécanismes qui contribuent par leur action combinée à la lente descente des matériaux jusqu'au bas de la parcelle.

C- Hypothèses de mise en place.

Toute terre labourée et travaillée connaît de longues périodes où le sol mis à nu ne bénéficie d'aucune protection. Il est alors soumis à deux processus qui se relaient dans le temps : celui des pipkrakes qui désagrègent les mottes et provoquent un léger déplacement des particules et celui des gros orages de printemps qui favorisent le ruissellement et un important transport de matériaux.

Les pipkrakes fonctionnent naturellement en automne et en hiver : nous avons vu l'importance des cycles gel-dégel dans cette région ; comme, en outre, l'humidité des sols est bien entretenue on comprend que le développement des aiguilles de glace soit un phénomène fréquent. Dans les champs labourés, on assiste à un véritable boursoufflement du sol ; les particules de type sable, cailloux ou agrégats sont soulevées par la croissance de la glace soit individuellement soit par plaques entières. Le premier effet morphologique est un brassage mécanique qui conduit à l'émiettement des 3 ou 4 premiers centimètres du sol ; il prépare ainsi le terrain pour les autres dynamiques. On est en droit de se poser la question de l'efficacité réelle du processus pipkrake comme phénomène de transport des particules. En l'absence de relevés quantitatifs la question demeure posée ; toutefois il semble bien que les pipkrakes représentent le processus essentiel responsable du mouvement superficiel de type creep. On peut faire dans ce sens des observations de terrains intéressantes : nous avons pu, en plusieurs cas, après un labour d'automne, noter le comblement partiel des sillons ou celui plus total des petits creux laissés entre les levées de terre provoquées par le passage de la charrue ; cela conduit à une égalisation presque parfaite de la surface du terrain là où avant existaient des

creux de 20 à 30 cm pour les sillons les plus importants ou de 5 à 10 cm pour les autres inégalités ; cette égalisation ne conduit à un transfert efficace des matériaux vers le bas que dans le cas où le labour s'est exercé sur un terrain en pente. La pente limite à partir de laquelle le processus devient réellement efficace nous a paru être au-dessus de 10°, entre 10 et 15°. Bien que difficile à quantifier l'effet des pipkrakes ne peut être considéré comme négligeable : les agriculteurs le savent bien qui redoutent les hivers sans couverture de neige protectrice où le gel-dégel déchausse les jeunes plants de céréales et provoque des nécroses fatales.

Le phénomène pipkrake s'exerce dans tout notre domaine d'étude mais son efficacité est plus grande dans les régions granitiques que dans les secteurs métamorphiques ou volcaniques sans doute en raison de la texture sableuse qui favorise la "détachabilité" des particules dans le premier cas et au contraire de l'abondance de l'argile qui sert de liant dans le second.

Une fois le matériel préparé par les pipkrakes il peut être soumis aux actions du ruissellement lors des orages de printemps, si aucune culture ou végétation n'est venue auparavant protéger le sol. Le cas se produit pour la plupart des cultures fourragères qui couvrent encore mal le sol en mai-juin ; il devient fréquent avec le développement de la culture du maïs, il se manifesta autrefois chaque fois que des terrains furent soumis à la jachère cultivée. Nous avons déjà vu quelle peut être la brutalité de certaines averses orageuses cévenoles mais aussi, bien que dans une moindre mesure, margeridiennes ou limousines. Lors de ces abats d'eau le ruissellement diffus et le ruissellement concentré s'exercent au détriment des matériaux meubles qui sont transportés au bas du champ. Il est ainsi possible après chaque orage de suivre les rigoles creusées par l'action de l'eau et de mesurer les apports solides que l'on trouve sous la forme de cônes aplatis. Nous verrons plus loin, à partir d'un exemple précis, quels peuvent être les effets d'un tel ruissellement. Notons que le phénomène se déclenche même pour des pentes faibles de l'ordre de 3 à 4°. Les matériaux transportés ne sont pratiquement jamais évacués hors de la parcelle : ils sont en effet bloqués à l'aval de celle-ci, d'une façon brutale, soit par la bande engazonnée qui sert de "tournière" soit par une culture couvrante située plus bas

(prairie artificielle ou blé d'hiver). Il suffit d'une bande d'une faible largeur de 50 cm à 1 m, pour bloquer tout transport. On comprend dès lors que la présence d'une haie ou d'une murette de pierres sèches ne soit pas un élément déterminant dans la création des banquettes anthropiques ; le plus souvent leur mise en place ne fait que suivre l'accumulation.

Ainsi les processus de transport liés au gel et surtout au ruissellement se conjuguent pour créer une épaisse accumulation à la base des champs. Corrélativement un récavage continu se produit dans la partie amont où la charrue "égratigne" de plus en plus la roche-mère, incorporant des blocs sains dans l'horizon labouré ; les "têtes" de rocher "sortent" du sol qui prend la couleur gris-beige de l'arène et le "potentiel agronomique" de cette partie du champ devient médiocre. A l'aval, au contraire l'accumulation s'épaissit ; cependant il est impossible de retrouver superposées les diverses étapes de mise en place des matériaux dans la mesure où après chaque phase d'accumulation les labours suivants brassent les cônes faisant disparaître toute structure visible. Ainsi se crée peu à peu cet horizon épais et uniforme, tant dans ses caractères physiques que chimiques.

L'efficacité des deux processus mis en cause ici est d'autant plus grande qu'ils se produisent à des périodes de l'année où les sols sont mal protégés par les cultures : c'est à l'automne que les champs sont "préparés" pour recevoir au printemps suivant les semences de céréales, de légumes ou de racines fourragères et ils passent ainsi l'hiver sans couverture végétale ; historiquement, la pratique de la jachère biennale jusqu'au début du XIX^e siècle, n'a pu que favoriser une telle érosion surtout qu'il s'agissait d'une jachère labourée (jusqu'à 3 ou 4 labours par an).

L'origine des banquettes agricoles est donc complexe : le labour intervient dans la mesure où il supprime la couverture végétale et où il modifie entièrement la structure du sol ; il est sans doute aussi responsable d'une partie du transport des matériaux ne serait-ce que la terre qui reste collée au soc et qui s'accumule en bout de sillon lors du retournement de la charrue, comme dans le cas des ackerbergs d'Alsace ; cependant l'essentiel de la construction est lié à des dynamiques naturelles qui , potentielles dans le milieu environnant

peuvent ici s'exprimer avec vigueur. Ce n'est donc pas le simple fait d'un labour pratiqué vers le bas (Aufrère, 1929) ni une édification volontaire... "à l'aide de divers instruments agricoles" (Fénelon, Vocabulaire de géographie agraire).

Liée à des dynamiques naturelles l'édification des banquettes agricoles est tributaire des conditions de milieu. La pente est le facteur primordial qui règle la hauteur des accumulations mais la nature des sols joue aussi un rôle. Le phénomène banquette apparaît dès 3 à 4°, mais de petites accumulations traduisant une légère érosion agricole peuvent avoir lieu dès 2-3° sur les sols à mauvaise structure et désaturés de la Basse Marche (région d'Azat-le-Ris) tandis que sur les sols bruns andiques du Cantal le phénomène n'apparaît qu'à partir de 7 ou 8°.

D- Vers une difficile quantification du phénomène.

Les matériaux remaniés par érosion agricole n'atteignent pas les talwegs, ils sont déposés en bas de parcelle, les banquettes étant en quelque sorte des "aires de stockage". Ainsi sur le versant la disposition des banquettes correspond au canevas du parcellaire ; cela implique la permanence des limites parallèles aux courbes de niveaux. Nous l'avons vérifié depuis les arpentements les plus anciens (XVII^e siècle) jusqu'au cadastre plus récent. Les partages ou modification de parcelles, et ils ont été nombreux, se sont faits perpendiculairement aux banquettes selon les lignes de plus grande pente.

Pour remonter dans le temps au-delà des documents historiques, relativement rares, et juger de l'ancienneté des banquettes nous avons tenté quelques datations au ¹⁴C à partir de charbons de bois prélevés à la base des accumulations. Même s'ils ont été remaniés par les labours pendant quelques années, ils ont été fossilisés ensuite assez vite pour que la connaissance de leur âge présente un grand intérêt. Parmi de nombreuses tentatives (il n'est pas toujours facile de recueillir une quantité suffisante de charbons), nous pouvons retenir deux résultats significatifs :

- à La Vallade en raison de la qualité et de la quantité de matériaux recueillis le résultat peut être particulièrement pris en

considération. L'analyse donne 1320 ± 85 BP soit en âge corrigé (Masca) : AD 650 ± 95 (1). Il y aurait donc eu là une occupation agricole depuis l'époque mérovingienne.

- au Châtelard, commune de Jabreilles-les-Bordes le début des labours est daté de 1120 (1), c'est-à-dire du début des grands essartages médiévaux en Limousin.

Ainsi peut-on avoir, pour un milieu donné, une idée de la vitesse à laquelle s'édifient ces constructions ?

La banquette agricole de La Vallade fait sur une pente de 3 à 4° 1,5 m de hauteur pour 1300 années d'existence ; celle du Châtelard 2 m pour seulement 830 années mais sur une pente de 18° ; à la ferme de la Vergne, près de Barsanges en Montagne limousine, en moins d'un siècle d'exploitation, des banquettes de 30 cm d'épaisseur ont été créées après la mise en valeur de la lande d'altitude ; dans la même région, près du Col des Géants, sur la commune de Pradines, l'archéologie nous montre que pour un usage attesté de 2 à 3 siècles, les accumulations produites sont de l'ordre de 0,80 à 1 m, pour une pente faible de quelques degrés. Ces observations sont beaucoup plus faibles que celles réalisées par A. Humbert (1975) en Andalousie où il parle de talus de 1,2 à 1,3 m après 25 ans seulement de mise en valeur, il est vrai dans d'autres conditions climatiques.

On pourrait multiplier les exemples mais il sera toujours difficile d'en tirer une vitesse moyenne d'érosion et d'accumulation. Celle-ci ne peut-être valable que localement, pour la parcelle donnée et encore faut-il bien voir que, au fur et à mesure de la construction de la banquette, la pente diminuant, l'érosion et la sédimentation deviennent de plus en plus faibles. Nous avons pu observer que sur des parcelles de petite taille, à pente presque nulle en raison de la présence de hautes banquettes, les orages même les plus forts ne donnent aucun ruissellement tandis que dans un champ voisin à pente moins adoucie le transport de matériaux avait été important.

(1) Analyses effectuées à l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie Appliquée et de Prospection Minière de Nancy. Laboratoire R. Coppens. Réf. NY 646 pour La Vallade et NY 479 pour le Châtelard.

Cela a-t-il un sens de dire qu'en Limousin granitique la croissance des dépôts en bas de pente est de l'ordre de 30 cm par siècle, pour des pentes de 4 à 7° ? que dans les mêmes conditions, 2,5 m d'accumulation représentent 8 à 9 siècles d'usage ? La plus grande prudence est nécessaire et l'on doit s'en tenir à décrire d'un côté les accumulations et de l'autre à tenter une estimation des pertes en matériaux grâce à une reconstitution de l'état initial du versant. Cette dernière est difficile car de nombreuses irrégularités peuvent être antérieures à l'érosion agricole qu'elles soient d'origine structurale ou liées à la disposition des formations gélifluées. Par la méthode des profils pédologiques successifs on peut approcher un peu de la vérité. Nous l'avons tenté dans le Massif d'Ambazac, près du Maillorat, commune de Jabreilles.

La fig. 206 montre un transect effectué dans le sens de la plus grande pente, au long d'une parcelle. En reportant les profils successifs relevés, on peut retracer l'ancienne topographie : on voit ainsi apparaître d'une part, la quantité de matériaux accumulés avec un épaississement progressif vers le bas (jusqu'à 1,10 m ici) et d'autre part, tout un secteur érodé (ancien sol, formations superficielles et sommet du granite altéré ont été emporté) ; on peut comparer l'ancienne pente d'ensemble (obtenue par restitution d'un profil tendu) de l'ordre de 12°, avec la nouvelle qui n'est plus que de 5-6°. Sur le dessin, la topographie a été simplifiée en ce sens qu'elle est représentée par une droite rectiligne ; en fait, sur le terrain, la partie amont érodée et la partie aval remblayée présentent toujours un angle entre elles.

La partie inférieure tend à devenir horizontale et l'on comprend qu'ainsi le versant soit progressivement stabilisé, à l'amont de chaque banquette.

E- Distribution spatiale du phénomène.

Les ruptures de pente en milieu cultivé ne présentent pas partout la même répartition tant à l'échelle du versant qu'à celle des différentes régions. Cela tient à la fois aux types de structure agraire et au cadre morphostructural dans lequel s'exerce l'érosion agricole.

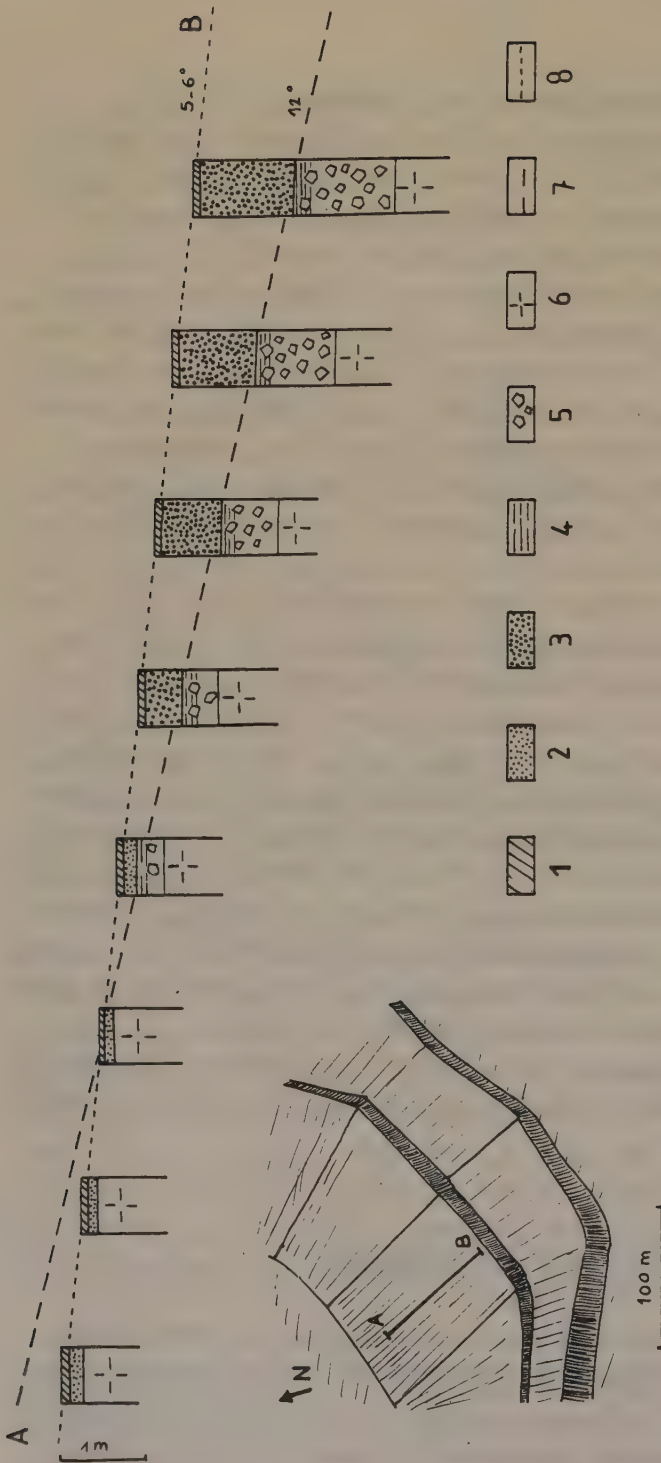


Fig. 206: Profils pédologiques successifs dans une parcelle près du Maillorât (Jabreilles).

1. humus. - 2. horizon Ap. - 3. horizon Ap et accumulation de type banquette agricole. - 4. horizon B.
5. formations superficielles gelifluées. - 6. roche en place. - 7. topographie initiale. - 8. topographie actuelle.

La localisation du transect est indiquée sur le dessin qui figure les parcelles.

La topographie initiale est obtenue par sondages pour la partie enterrée et par restitution pour la partie amont.

a/ Le cas des alvéoles granitiques à structure agraire agro-pastorale.

Les alvéoles granitiques que l'on trouve en montagne limousine (et dans les massifs avancés comme ceux d'Ambazac ou de St. Goussaud), en haute Margeride, dans le Tanargue occidental et sur les contreforts du Mont Lozère ont tous connu une structure agraire agro-pastorale. En dépit de quelques nuances, les différents constituants du milieu ont connu une utilisation qui s'est faite selon le même schéma : des coeurs de champs cultivés au milieu de vastes landes périphériques. On peut rappeler le dispositif selon lequel les hommes ont organisé leurs terroirs durant toute la période qui s'étend des grands défrichements médiévaux jusqu'au milieu du XX^e siècle :

- les replats de l'alvéole servent de noyau à l'organisation : le site du village est toujours sur cet élément topographique soit à l'articulation aval, soit à l'articulation amont en exposition sud, de sud-est à sud-ouest ; autour du village les clos et les jardins forment une petite auréole ; plus loin, mais toujours sur le replat ou légèrement à l'assaut des premières pentes les champs cultivés en permanence s'étendent plus largement.

C'est en effet sur les replats que les hommes ont trouvé les conditions les plus favorables pour leur installation : pentes faibles (de 1 à 6°), microclimat plus clément, sols épais à bonne réserve hydrique, se ressuyant et s'échauffant rapidement. Notons que les champs cultivés en permanence s'étendent aussi à la partie supérieure des vallons en berceau, dans les secteurs secs, à l'amont des sources et des chenaux à écoulement permanent.

- les pentes fortes et les sommets de cloisons ont servi essentiellement de terrains de parcours : vers le haut ce sont les sols peu épais, secs, caillouteux et le microclimat venté et froid qui ont empêché les cultures ; plus bas, la pente trop forte. La forêt "primitive" y a été transformée en lande à bruyère, ajoncs et fougères parcourue par de petits troupeaux d'ovins, appartenant le plus souvent aux habitants du village le plus proche, quelquefois en transhumance (Margeride, Tanargue, Lozère).

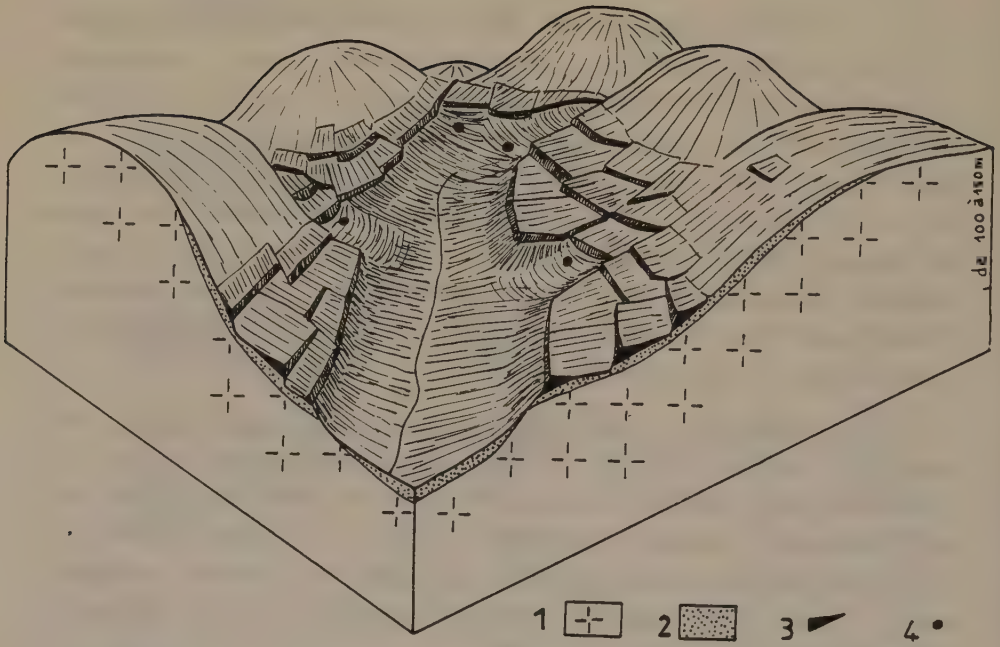


Fig.207 : L'érosion agricole dans le cadre d'un alvéole.

1. granite. - 2. formations gélifluées. - 3. banquette d'origine agricole. - 4. source.

- les parties les plus basses, souvent hydromorphes ont été exploitées en fonction de la présence plus ou moins marquée de l'eau : partout où l'homme pouvait drainer, les bons prés de fauche l'ont emporté (1) ; là où les connaissances techniques ne le permettaient pas, seuls de mauvais pacages où dominaient une végétation médiocre (mousses, carex, joncs) ont été exploités.

Avec une telle disposition des terroirs dans l'espace, on comprend que l'érosion agricole présente différents aspects selon les éléments topographiques de l'alvéole (fig. 207) :

- les parties hautes et les pentes fortes échappent aux ruptures de pentes d'origine agricole. L'érosion anthropique y est semble-t-il faible et diffuse : elle se limite au piétinement des troupeaux qui favorise la prise en charge de matériaux par le ruissellement diffus ; quelques petites accumulations sableuses de 2 ou 3 cm d'épaisseur se retrouvent parfois dans les horizons supérieurs des sols mais la chose est exceptionnelle ; enfin, très localement, là où des essarts ou des "buiges" ont été ouverts momentanément, de petites accumulations de type banquette agricole, d'une dizaine de centimètres de hauteur, peuvent être repérées.

Certes, en l'absence de points de repères dans la topographie initiale il est difficile de juger de la valeur de l'érosion, mais on peut estimer à juste titre que les matériaux mobilisés par l'érosion agricole l'ont été en petite quantité, qu'ils ont été dispersés dans tout l'espace sans donner d'accumulations bien localisées et qu'en tout état de cause, ils n'ont pas franchi l'étage inférieur, fortement réaménagé quant à lui.

- la partie médiane de l'alvéole présente un modelé de détail entièrement transformé par les banquettes d'origine agricole. Jalonnant la limite aval de toutes les parcelles, ces banquettes matérialisent le tracé du cadastre ; localisées à différents niveaux sur la pente, elles prennent une allure de grandes marches d'escaliers aplaties ;

(1) Les meilleurs prés de fauche étaient là où l'homme pouvait à la fois drainer et irriguer.

les accumulations les plus épaisses se situent en travers des petits vallons secs qui sont complètement barrés (la concentration des eaux est dans ce cas maximale), l'entassement des matériaux rapide et dans certains cas leur poussée étant forte on a pu avoir recours à de vraies murettes de soutènement, non plus appuyées à la banquette, mais verticales et solidement construites.

La plus grande partie des matériaux a parcouru de faibles distances, de l'amont de la parcelle à l'aval, au mieux une centaine de mètres. L'arrêt des matériaux par la banquette semble efficace, au moins pour les matériaux les plus grossiers (sables et cailloux) qui n'atteignent jamais l'axe des talwegs. Pourtant une partie des matériaux fins doit échapper à ce blocage par la banquette lors des plus gros orages dans la mesure où l'on observe alors une augmentation de la charge solide des cours d'eau, argile et limons donnant aux eaux une couleur rouille caractéristique. L'observation du terrain nous conduit à penser que le transfert de ces particules à la rivière ne se fait pas au travers des banquettes constituées qui demeurent d'excellents filtres, mais par le biais des nombreux chemins d'accès aux parcelles, chemins qui peuvent être transformés en torrent lors de chaque averse importante : on note en les suivant après l'orage, ici une accumulation sableuse, là un secteur nettoyé, ailleurs un chenal creusé de quelques centimètres. Naturellement il est impossible de quantifier un tel transport ; cependant, il ne faut pas en exagérer l'importance car on ne trouve que de faibles accumulations sablo-limoneuses dans les talwegs : quelques lentilles peu épaisses recouvertes par des horizons humifères ; l'essentiel des matériaux ainsi transportés demeure en transit, stocké à différents niveaux dans les chemins, une partie pouvant même revenir dans les secteurs cultivés grâce aux entrées de champs dans lesquelles se déversent parfois les eaux circulant dans les chemins.

- enfin, les fonds d'alvéoles ne présentent aucune trace d'enlèvement de matériaux et seulement de très modestes recouvrements. Toutefois nous nous sommes rendu compte que ceux-ci sont beaucoup plus importants en Margeride du Sud qu'en Montagne Limousine : sans doute est-ce le système de pente, plus redressé dans le premier cas et la violence des averses, plus marquée elle aussi en Margeride qui sont responsables de ces différences de détail.

b/ Le cas des régions à structure agraire d'enclos.

Dans ce type de région tout l'espace a été occupé par des labours, sauf les fonds de vallée ou de vallons trop hydromorphes. Aussi les ruptures de pente d'origine agricole affectent-elles la plus grande partie du terrain, à l'exclusion des éléments plans sommitaux et des fonds. En choisissant l'exemple des plateaux métamorphiques limousins (fig. 208), on peut noter des différences marquées avec les observations réalisées dans le cadre des alvéoles granitiques :

- les banquettes occupent plus d'espace, mais elles sont beaucoup moins hautes, très souvent inférieures au mètre, comme si la quantité de matériel remobilisé avait été plus faible. Peut-être aussi une plus grande partie de matériaux fins, plus abondants ici, a-t-elle été évacuée ? Mais aucun argument ne permet de le préciser et les fonds de vallons ne présentent pratiquement pas de traces d'accumulation.

- à l'inverse la banquette qui marque la limite entre les terroirs cultivés en permanence et les secteurs hydromorphes toujours porteurs d'herbe est hypertrophiée ; elle peut atteindre exceptionnellement 3 m de hauteur.

Les différences avec les régions à modelé en alvéoles sont difficiles à expliquer : les sols ont été cultivés de la même façon et sans doute plus longtemps avec une permanence des limites semblable à celle des régions granitiques ; aussi faut-il chercher la solution dans la "qualité physique" des sols issus des roches métamorphiques, permettant une meilleure cohésion des matériaux en raison de l'abondance des fines, et peut être dans un système de pente plus faible.

c/ Les régions à petite culture vivrière du Velay oriental

Là aussi tout l'espace a été occupé par les labours sauf de petits secteurs restés forestiers ou reboisés récemment. Les ruptures de pentes d'origine agricole se retrouvent partout mais comme dans le cas précédent, elles sont moins hautes que dans les régions granitiques et l'on ne trouve même pas les grandes banquettes majeures de bas versant des régions métamorphiques. (fig. 209).

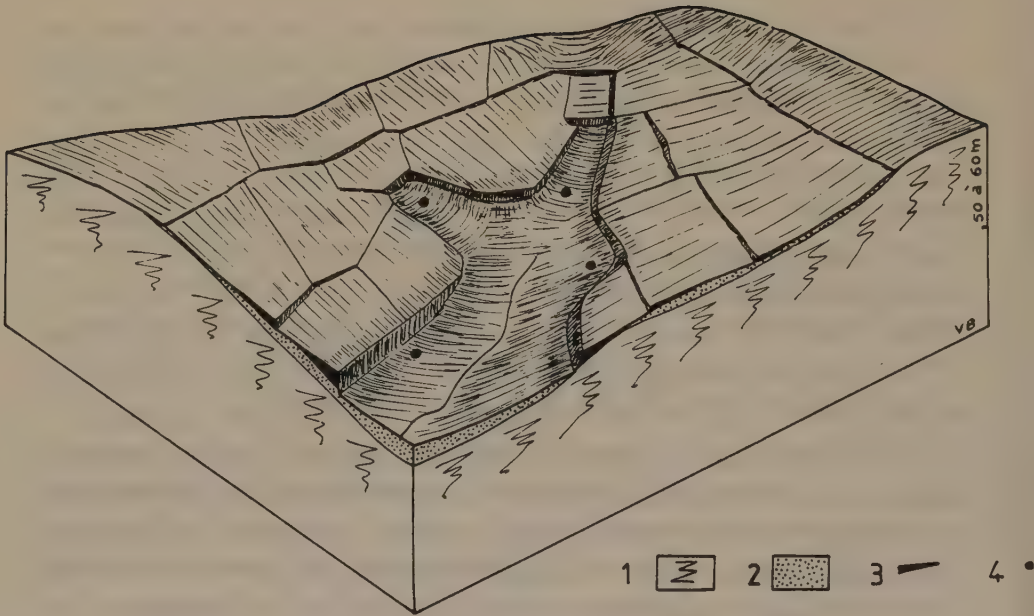


Fig.208 : L'érosion agricole sur les plateaux métamorphiques limousins.

1. roche métamorphique. - 2. formations gélifluées. - 3. banquette d'origine agricole. - 4. source.

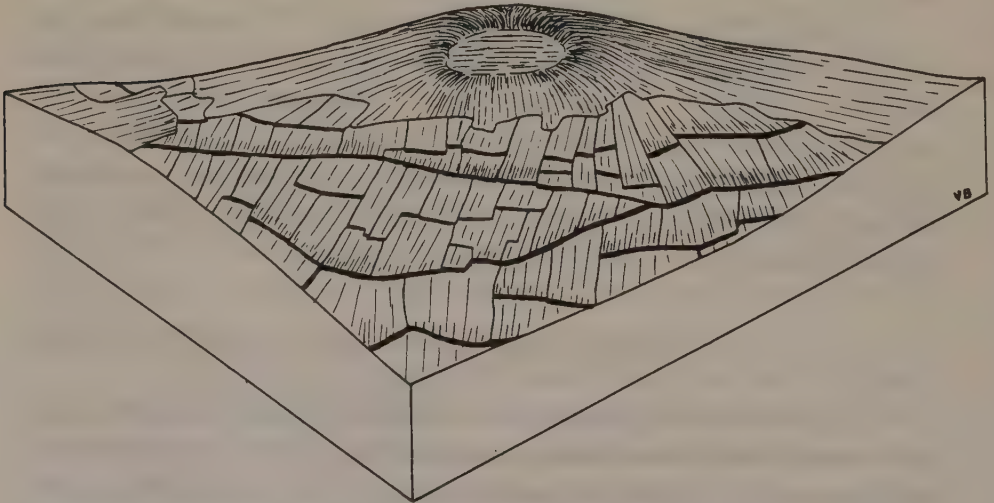


Fig. 209: L'érosion agricole en haut Velay (versant nord du lac du Bouchet).

Comparer la faible épaisseur des accumulations anthropiques par rapport à la figure précédente.

Une érosion agricole aussi faible ne peut s'expliquer que par la nature des sols, à qui les caractères andosoliques confèrent une grande stabilité. En effet la mise en culture est aussi ancienne qu'ailleurs, la permanence des champs attestée et même les averses y témoignent d'une rare violence ; autant de phénomènes qui devraient, au contraire, provoquer un décapage plus poussé.

d/ Le cas des structures agraires de type herbager pastoral.

Il peut être illustré par la partie centrale du Cantal. Les différentes formes d'attaque du versant apparaissent étagées sur le versant (fig.210) :

- la partie haute et surtout les planèzes ne connaissent pratiquement pas d'érosion de type agricole : les différentes morphodynamiques y sont essentiellement naturelles. Seuls quelques emplacements de champs temporaires, ouverts sur de petites surfaces pour des récoltes de pommes de terre ou de racines fourragères peuvent donner lieu à de petits phénomènes de banquettes.

- c'est sur les versants des grandes vallées et surtout dans leur tiers inférieur que sont localisées les ruptures de pentes d'origine agricole. Elles sont en général de taille assez réduite ; elles ne s'intègrent pas dans un réseau continu rappelant l'ensemble du plan cadastral, mais au contraire elles sont souvent séparées les unes des autres et situées à diverses altitudes. Cela traduit la faiblesse des labours et le fait que ceux-ci ont été effectués sur des champs dont l'emplacement a varié dans le temps ; cela traduit aussi le renoncement historiquement très précoce aux emblavements au profit des surfaces toujours en herbe.

Vers le bas, des ruptures de pentes brutales et élevées peuvent faire songer à une origine agricole : la plus grande prudence est nécessaire, dans beaucoup de cas, l'accumulation anthropique ne vient que coiffer un versant naturellement marqué par une rupture de pente en raison du sapement par une rivière d'un pied de versant formé de matériel meuble (accumulations glaciaires ou fluvio-glaciaires) ; dans ce cas la forme peut atteindre une dizaine ou une vingtaine de mètres de haut (fig. 210 b).

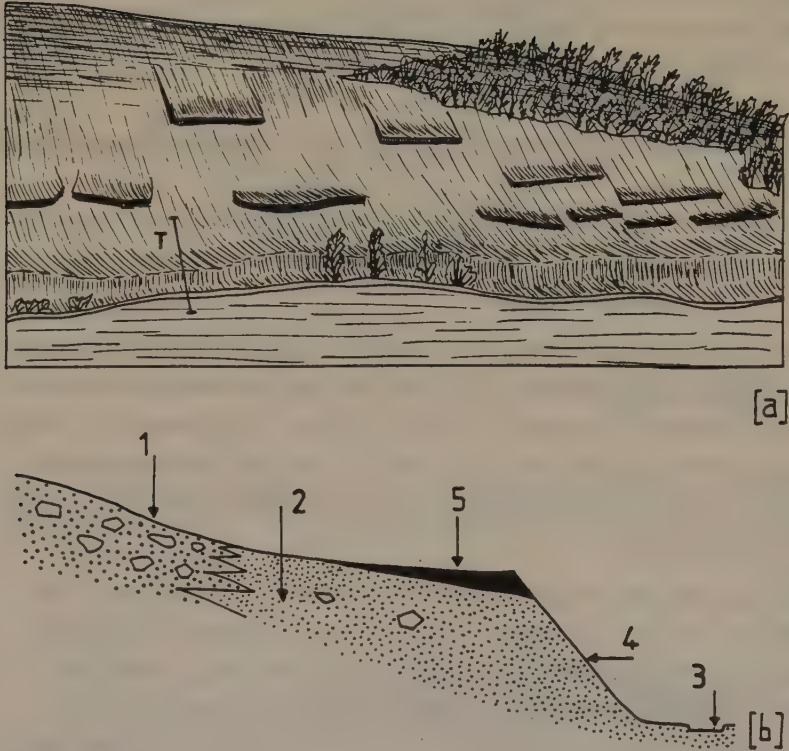


Fig. 210: L'érosion agricole dans une vallée cantalienne
(La Santoire à l'aval de Dienne, rive gauche).

a - vue d'ensemble.

b - détail en coupe, le long du transect localisé sur la
vue d'ensemble (T).

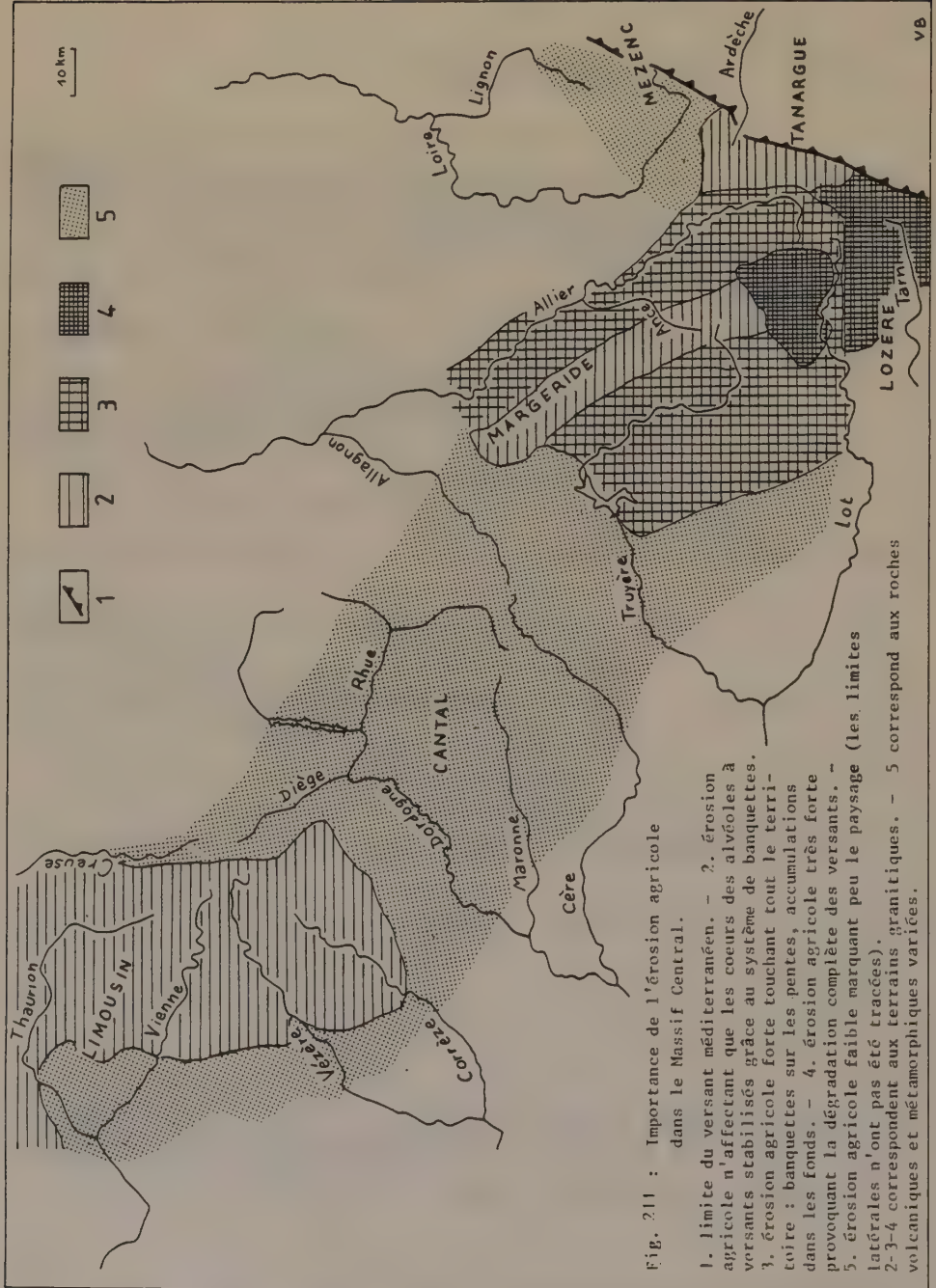
1. formations gélifluées. - 2. formations fluvio-glaciaires. - 3.
rivière. - 4. pente raide provoquée par le sapement de la rivière.
5. accumulation d'origine anthropique.

F- A l'échelle du Massif Central.

A structures agraires et conditions morphostructurales égales, on peut estimer que la puissance de l'érosion créée par la mise en valeur agricole croît du Limousin jusqu'en Lozère (fig.211). Si l'on compare les massifs granitiques entre eux selon des critères précis tels que taille des banquettes (à pente égale), dégradation des sommets, puissance de l'accumulation dans les fonds, cette estimation prend une valeur objective.

En Limousin, l'érosion d'origine agricole est faible : les banquettes y sont de taille moyenne, les sommets faiblement dégradés et les fonds n'ont reçu que peu de matériaux.

Nous avons déjà montré (B. Valadas, 1974) la faiblesse des remplissages d'origine anthropique en pied de versant : quelques intercalations caillouteuses et sableuses peuvent exister ; elles se trouvent parfois associées à de l'outillage néolithique et toujours mêlées à des horizons tourbeux ; elles sont surmontées d'un sol actuel épais (30 - 50 cm), hydromorphe à la base duquel des tuiles à rebord d'origine gallo-romaine ont été fréquemment relevées (fig.212). Sans doute faut-il voir dans ces intercalations le résultat de petites crises morphogéniques provoquées par des défrichements importants dont les premiers seraient à placer très nettement avant l'époque romaine, dès le Néolithique si l'on en croit l'outillage. Rappelons que ces premiers défrichements apparaissent sur les diagrammes polliniques régionaux (M. Denêfle et alii, 1980). Quant à la mise en valeur commencée à l'époque gallo-romaine et poursuivie jusqu'à nos jours, avec sans doute seulement une interruption au tout début du Moyen Age, elle n'a pas été suivie par des apports de matériaux en pied de versant : tout se passe comme si, une fois les cultures fixées dans le cadre de parcelles définies, les matériaux détachés par érosion d'origine anthropique ne quittaient plus leur parcelle d'origine, s'accumulant en banquettes à divers niveaux du versant.



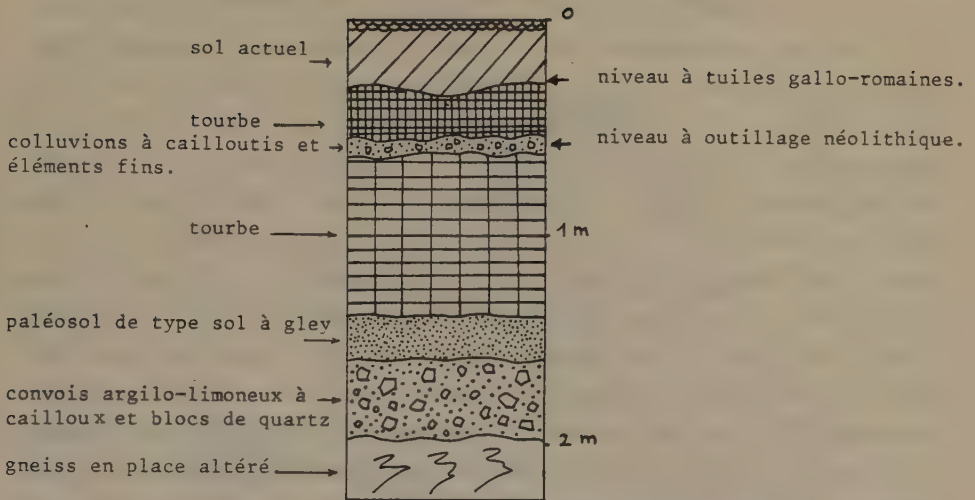


Fig. 212 : Type de colluvionnement dans un vallon du Limousin, d'après B.Valadas, 1974.

En Margeride, l'évolution est plus poussée, tous les versants y ont été touchés mais à des degrés divers.

- en haute Margeride, les croupes ont subi une érosion diffuse qui n'a provoqué un décapage véritablement efficace que dans le Sud, en particulier le versant rive droite de la Colagne, à l'amont de Rieutort-de-Randon ; partout, sauf dans ce dernier secteur les formations à blocs sous-jacentes ont été respectées. Dans ce secteur, ce sont paradoxalement les pentes les plus fortes, celles qui sont laissées à la hêtraie, surtout sur les versants nord et ouest, qui sont les moins touchées ; des sols ocres podzoliques épais s'y développent sans remaniement superficiel. Les petits alvéoles avec occupation agricole permanente ont vu, eux, leurs versants complètement transformés (fig.213).

- sur la Margeride des plateaux, l'érosion agricole a été telle que tout le modelé de détail est transformé : tous les champs se terminent par une banquette et leur partie amont tranche l'arène en place ; les banquettes sont formées de matériaux plus grossiers qu'en Limousin (sables grossiers et cailloux) ; une partie importante des matériaux

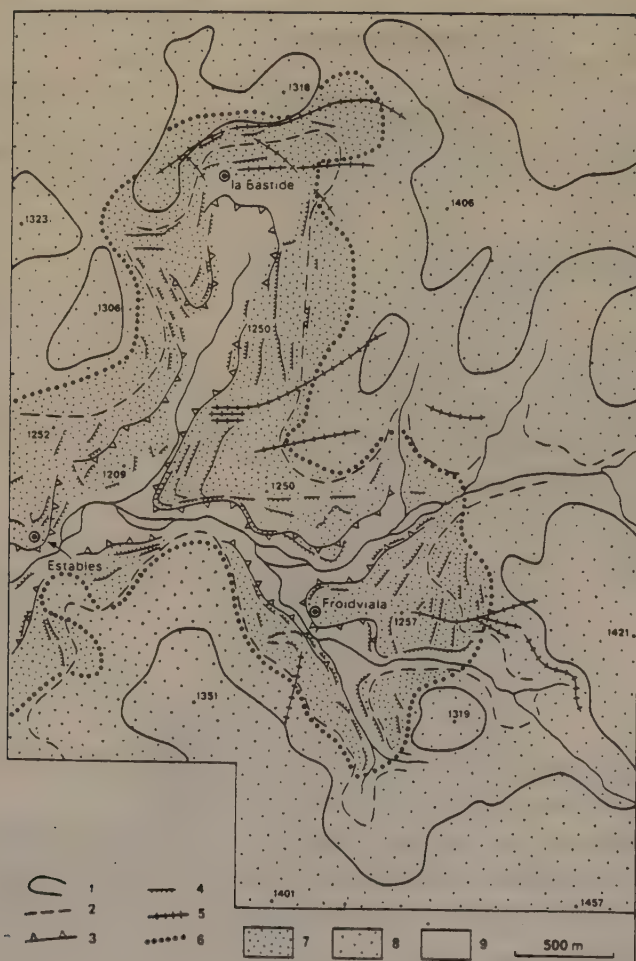


Fig. 213 : Aménagements humains et érosion d'origine anthropique dans le cadre de l'alvéole de Froidviala-Estables (Margeride), d'après légende de la carte géomorphologique de Saint-Chély-d'Apcher (B.Coque, A.Godard, B.Valadas, Y.Veyret, 1979).

1.croupes convexes formant la cloison de l'alvéole.- 2.rupture de pente concave au pied des cloisons.- 3.bordure externe des replats.- 4.principales banquettes d'origine anthropique.- 5.érosion localisée liée au piétinement du bétail le long d'un chemin ou d'une draille.- 6.extension maximale atteinte par les champs permanents sur les flancs de l'alvéole.- 7.secteurs à forte érosion agricole avec création de versants à banquettes. 8.secteurs à érosion diffuse.- 9.secteurs peu touchés par l'érosion agricole.

transportés (sables fins et grossiers) a franchi les accumulations de bas de champs et se retrouve étalée en lentilles épaisses dans les vallons et les vallées (plus qu'ailleurs chemins et drailles ont servi de chenaux de transport). Quelques excavations montrent ces dépôts (fig.214) ; sur une épaisseur qui dépasse rarement 1 m à 1,2 m on peut noter de bas en haut : sur les formations gélifluées de base un horizon de type gley réduit, gris verdâtre surmonté par un horizon de type pseudo-gley à tâches rouille disséminées et à larges secteurs décolorés ; puis, par dessus vient un épais horizon de type anmoor et/ou tourbeux dans lequel sont interstratifiées des lentilles sableuses et des blocs ; ces lentilles superficielles peu remaniées n'ont pas été mises en place longitudinalement mais sous forme d'apports successifs venant des versants, lors d'épisodes de ruissellement concentré créant de petits chenaux temporaires ; la position des dépôts en surface les place non seulement dans l'Holocène mais encore dans la partie la plus récente de celui-ci c'est-à-dire dans la période concernée par la mise en valeur agricole : quelques morceaux de tuiles gallo-romaines et des tessons de céramique médiévale recueillis localement corroborent cette hypothèse ; aucun élément ne nous a permis de voir s'il y avait accélération ou diminution du processus de dégradation anthropique depuis les premiers défrichements. L'importance du transport actuel nous est apparue même sur les drains les plus modestes, grâce aux nombreux travaux de nettoyage et de calibrage pratiqués actuellement : de petites plages de sable déplacées en partie à chaque crue encombrant le lit majeur des ruisseaux comme la Seuge à l'amont de Saugues ou le Chapeauroux à l'aval d'Arzenc-de-Randon.

Beaucoup de secteurs ont été si dégradés que les sols holocènes et les formations superficielles héritées de la dernière période froide ont été complètement évacués et que la topographie actuelle tranche l'arène en place ; les "racines" des structures laissées en profondeur par la glace de ségrégation permettent de calculer un enlèvement de matière d'une épaisseur voisinant souvent le mètre, parfois 1,5 m. Là où la roche en place est altérée d'une façon homogène, la troncature se fait selon un plan régulier, aujourd'hui couvert d'un régosol de 2 ou 3 cm d'épaisseur et sur lequel s'étendent des pinèdes aux arbres de venue médiocre et un maigre sous-bois de graminées. Dès que la roche est altérée différenciellement avec des coeurs sains séparés par des

diaclasses écartées, la dégradation conduit à la mise en saillie des blocs, par départ des matériaux fins : le versant est alors à boules et chaos rocheux ; dans le cas de l'existence d'un tor, le dégagement de celui-ci se poursuit comme nous avons pu le noter en plusieurs cas : la base du piédestal est dégagée, de nouveaux blocs appartenant à l'édifice géométrique apparaissent (le cas est net près de Saint-Amans, à peu de distance de la route nationale où la dégradation d'une banquette anthropique permet d'assister à la "naissance" d'un tor, localisé sur une rupture de pente marquée fig.215.).

Le grand contraste dans la répartition des formations superficielles noté entre haute Margeride et Margeride des plateaux trouve là son explication majeure : une érosion agricole exacerbée ayant remanié tous les matériaux meubles.

Dans l'extrême Sud de la Margeride, au Sud des Trucs de Fortunio et de Randon, ce n'est pas à une simple transformation de détail des modelés que l'on assiste, mais à une dégradation complète des versants, tout comme au Mont Lozère voisin.

Au Mont Lozère, en raison des pentes fortes des vallées (le Tarn et ses affluents), la modification des versants est plus poussée encore que sur les plateaux de Margeride : les banquettes d'origine anthropique sont incapables de retenir tous les matériaux déplacés et quand elles existent beaucoup sont en cours de destruction. Cette destruction des banquettes s'explique sans doute en raison de l'abandon actuel de nombreuses exploitations ce qui conduit à une absence d'entretien et à la non surveillance des troupeaux : les animaux par leur piétinement provoquent des "plaies" dans le tapis végétal déjà peu couvrant, et les eaux courantes peuvent ensuite faire oeuvre morphologique.

Le résultat, ce sont les grands versants à blocs et à boules épars, si nombreux que toute culture y est désormais difficile, sinon impossible; ce sont ces grands versants, à qui l'abondance des blocs confère une impressionnante allure d'ossuaire, que l'on retrouve sur tout le flanc sud du Mont Lozère, de Fraissinet-de-Lozère à l'Hôpital et de l'Hermet à la Vialasse.

Une correspondance spatiale privilégiée entre les affleurements

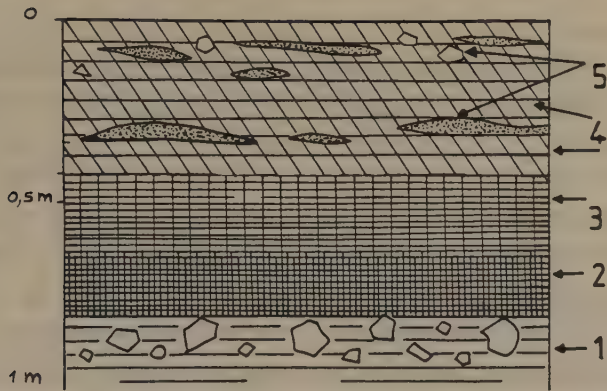


Fig. 214 : Coupe dans une accumulation d'origine anthropique dans la vallée de la Seuge à l'amont de Saugues (Margeride).

1. formations gélifluées. - 2. horizon à gley réduit. - 3. horizon à gley oxydé. - 4. horizon humifère (tourbe et anmoor). - 5. lentilles sableuses et petits blocs.

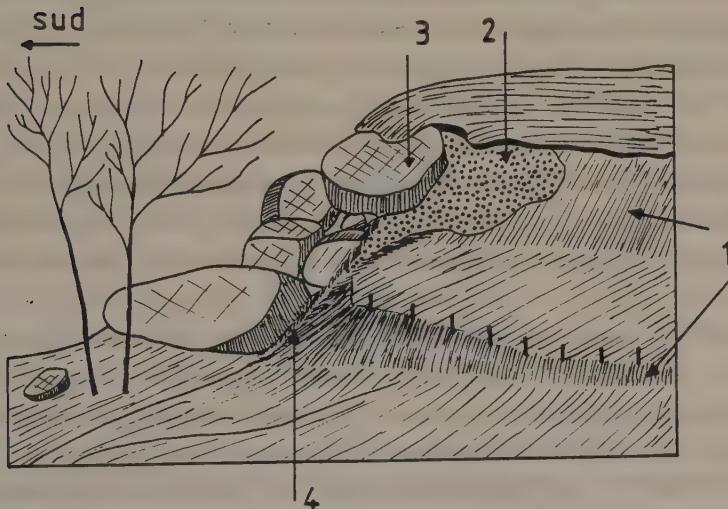


Fig. 215 : Dégagement d'un tor par érosion anthropique.

1. accumulation anthropique. - 2. plage érodée. - 3. bloc en cours de dégagement. - 4. petit chenal.

de granite porphyroïde et les versants les plus dégradés se dégagent nettement.

Le Sud de la Margeride et le Mont Lozère connaissent une érosion agricole plus poussée qu'ailleurs ce qui peut s'expliquer par plusieurs raisons :

- l'existence d'un granite homogène, à dominante porphyroïde fournissant à l'altération des matériaux sableux grossiers, avec peu de fines ; ainsi la structure est meuble et la mobilisation des éléments faciles.

- une grande intensité d'occupation avec un système agricole exigeant beaucoup de labours ; l'intensité de l'exploitation est accrue par l'existence de troupeaux forains qui, ajoutés aux locaux, provoquent une surexploitation des pâturages sommitaux ; ainsi, tout l'espace est concerné par l'érosion agricole.

- une sécheresse d'été marquée ce qui provoque la mort de la végétation et donc une faible protection vis-à-vis des orages d'automne ; ajoutons que de nombreux incendies naturels ou volontaires accentuent encore la dégradation superficielle du sol.

- enfin, ce sont deux régions susceptibles de recevoir les averses méditerranéennes d'automne dont la violence, nous l'avons vu, peut permettre un décapage poussé des versants ; il est d'ailleurs symptomatique de remarquer qu'en Margeride les secteurs à versants dégradés par érosion agricole ne remontent pas au-delà de la limite la plus fréquente atteinte par les orages cévenols, c'est-à-dire la région du Truc de Fortunio-Truc de Randon, alors que plus au Nord, les conditions de pente, de lithologie et d'exploitation agricole sont pourtant identiques.

Ainsi du Limousin au Mont Lozère, toutes conditions égales par ailleurs, ce sont d'abord les conditions de l'agressivité climatique que l'on fait apparaître en étudiant l'intensité de l'érosion agricole. Toutefois les conditions morphostructurales interviennent aussi et les granites porphyroïdes apparaissent toujours plus fragiles que les autres et leur dégradation atteint des limites telles que leur restauration est fortement compromise.

Quant aux régions métamorphiques et volcaniques, à conditions d'exploitations égales, elles semblent moins touchées par l'érosion agricole. C'est ainsi que dans le Cantal, déjà soumis à la dent du bétail

dès le V-VI^e siècle (L.Bouyssou, 1971), peut-être avant, presque entièrement déforesté au XVIII^e siècle (voir carte dite de Cassini), les effets des actions anthropiques sont peu marqués sans doute en raison de l'abondance des fines, de l'excellente structure et de la bonne saturation des andosols.

G- Versants à banquettes agricoles - versants stabilisés.

Incontestablement les versants à banquettes agricoles sont des versants progressivement stabilisés. Une preuve par *a contrario* peut être donnée à chaque orage de printemps un peu violent : il suffit de comparer, pour la même intensité d'averse, les réactions de parcelles contiguës, les unes ayant conservé leurs banquettes agricoles, les autres en ayant été débarrassées pour les besoins d'une agriculture mécanisée.

Nous présenterons l'exemple du Mazet, situé à Saint-Just-le-Martel près de Limoges, vers 320-330 m d'altitude. Là, plusieurs parcelles anciennement coupées de ruptures de pente d'origine agricole ont été regroupées de façon à créer une vaste unité culturelle. Le terrain étant ondulé, la pente d'ensemble varie de 2 à 7°, très localement plus de 10. Dans la nuit du 8 juin 1981, un violent orage s'abattit sur la région : 56 mm enregistrés à la station voisine du Palais-sur-Vienne, sans doute en moins de 4 h. Le champ était alors cultivé en maïs dont les pieds ne dépassaient pas 5 cm de haut (stade de développement 2 feuilles) et les effets morphogéniques furent spectaculaires (fig. 216). Partout, à partir des petits sillons laissés par les roues du tracteur et le semoir, se sont créées des rigoles pouvant atteindre 15 à 20 cm de profondeur sur 30 à 40 cm de large. Dans les parties les plus planes, ces rigoles sont restées parallèles les unes aux autres dans l'axe des sillons laissés par les façons culturales et toutes se terminent par de petits cônes de matériaux dispersés. Dès que la pente atteint 4°, les rigoles prennent de l'importance, se dégagent complètement des "structures" laissées par l'ensemencement et se hiérarchisent. En bordure de la parcelle, les matériaux sont arrêtés par les bandes végétalisées et ils ne dépassent les limites que de quelques dizaines de centimètres, parfois de 1 à 2 m. Dans l'axe d'un vallon sec qui coupe en diagonale la parcelle, les eaux

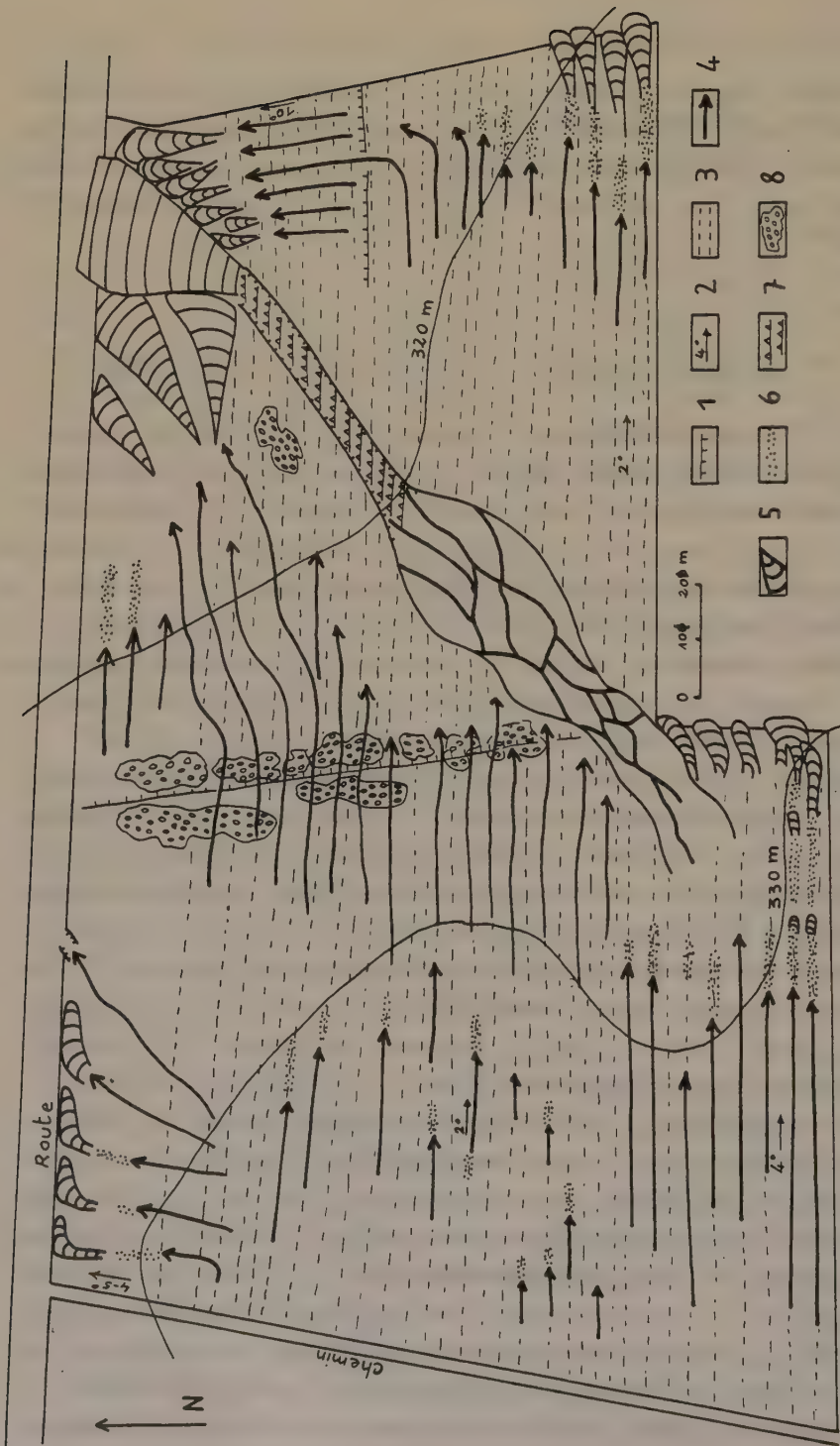


Fig. 216 : Impact d'un gros orage sur une parcelle remembrée en Limousin.

1. Rupture de pente liée à une ancienne limite de parcelle. - 2. Indication de pente. - 3. Raies laissées par le passage des roues de tracteur et le semoir. - 4. Sillon creusé. - 5. Cône de matériaux. - 6. Remblaiement dans un sillon (dépôt en fin d'action). - 7. Semelle de labour visible. - 8. Décapage superficiel.

se sont concentrées créant un magnifique chenal, d'abord à éléments anastomosés, puis un chenal unique large de 2 m à 2,5 m et profond de 12 à 15 cm (photo XVI) ; le fond du chenal ainsi créé correspond à la semelle de labour durcie sur laquelle se lisent encore toutes les encoches laissées par le passage du soc ; ce chenal se termine par un cône aplati d'environ 500 m² et dont l'épaisseur moyenne peut être estimée à 20 cm : les matériaux sont des sables grossiers, de petits cailloux et parfois des blocs dont certains atteignent 14 x 10 x 5 cm. Les matériaux plus fins ont été évacués hors de la parcelle jusque dans le ruisseau qui draine le talweg voisin. Ainsi, la morphologie de surface du champ a été profondément transformée en quelques heures sur une épaisseur d'une quinzaine de centimètres. Inutile de dire que la récolte fut fortement réduite. Les parcelles voisines coupées de banquettes agricoles n'ont pas connu ce jour-là la même intensité dans l'attaque ; quant aux parcelles boisées (avec sous-bois) et celles couvertes de prairies, elles ne portaient aucune trace liée à l'averse.

L'intérêt d'un tel exemple est de rappeler l'importance du ruissellement dès lors que le sol est à nu, même dans une région "peu sensible" comme le Limousin et de faire apparaître l'effet stabilisateur des banquettes agricoles là où elles existent. C'est sans doute parce que les hommes se sont rendus compte, au moins intuitivement, du rôle protecteur pour le versant de ces banquettes qu'ils les ont conservées. Aujourd'hui, on les accuse d'être des entraves au passage des engins modernes, ce qui est en partie vrai. Il est toutefois possible de concilier progrès agricole et maintien des sols sur le versant : il suffirait pour cela de concevoir un regroupement de parcelles latéralement et non verticalement ; dans le cas de suppression de banquettes, il conviendrait de ne jamais détruire les plus hautes, celles qui sont entre la partie toujours cultivée et les vallons hydromorphes, car dans ce cas les matériaux étalés ne font qu'accroître l'hydromorphie tandis qu'à l'amont ne subsiste qu'un horizon pédologique squelettique .

Si l'aspect stabilisateur du versant par les banquettes agricoles est évident, il arrive dans certains cas qu'elles ne jouent plus ce rôle et qu'au contraire, elles permettent la dégradation du versant ; nous l'avons vu lors des averses exceptionnelles, comme celle du mois de septembre 1980 dans le Velay, la quantité d'eau infiltrée en arrière de la

banquette peut être telle que les limites de plasticité ou de liquidité sont franchies et que de larges brèches sont alors ouvertes dans la construction. Mais des événements aussi rares ne doivent pas faire oublier le caractère ordinaire fondamentalement stabilisateur.

Les versants à grande rupture de pente d'origine agricole (1) sont un des traits constants des versants cultivés du Massif Central. Suivant les types d'exploitation, ils remodelent tout l'espace ou seulement une partie; leur présence stabilise les matériaux. Ils sont en partie remis en cause aujourd'hui par les pratiques modernes d'exploitation, ce qui rompt l'équilibre du versant.

(1) - Sur ce sujet, le lecteur lira avec un très grand profit l'article de T.Gerlach (1963) consacré aux "terrasses de cultures" sur les marnes des Carpates. Nos conclusions rejoignent en partie celles de cet auteur, sauf en ce qui concerne la quantité de matériaux évacués jusqu'au pied du versant, plus importante sur les marnes, ce qui paraît normal en raison des nombreux fluages de banquette.

CHAPITRE III - LES MORPHODYNAMIQUES D'ORIGINE ANTHROPIQUE LIEES A L'EXPLOITATION DES GRANDS VERSANTS MEDITERRANEENS.

A- Les observations de terrain.

Sur tous les versants méditerranéens de notre étude, les résultats des morphodynamiques holocènes et actuelles sont bien apparents. Ils se traduisent par le décapage de pans entiers de versants, surtout ceux à regard sud, et par de grands ravinements.

Au Tanargue, que nous prendrons ici comme exemple, ces décapages et ces ravinements trouvent leur place à l'Holocène dans la mesure où ils s'inscrivent à l'intérieur de matériaux dont les dernières étapes de mise en place sont tardiglaciaires. Sur les versants à regard sud, les décapages ont laissé des lambeaux de formations gélifluées héritées suffisamment nombreux pour que l'on soit sûr qu'ils se sont bien exercés au détriment de ces formations et, par conséquent, ils sont postérieurs à leur mise en place. Quant aux ravins, seuls les plus grands, liés aux derniers névés tardiglaciaires, peuvent être considérés comme hérités, tandis que tous les autres sont postérieurs aux formations gélifluées qu'ils entaillent ; ils affectent surtout les versants à regard nord dans leur moitié amont ; ils ont en général 4 à 5 m de profondeur et une dizaine de mètres de large ; ils peuvent mesurer plusieurs centaines de mètres de long et se terminent par des cônes aplatis qui recouvrent les formations gélifluées.

L'attaque des ravins holocènes et actuels se poursuit dans la roche en place qui est alors récurée ou creusée selon son état d'altération. On assiste même parfois à une véritable inversion du relief par rapport aux ravinements antérieurs aux formations gélifluées. La figure 217 montre une coupe, visible au Couderc près de Valgorge, où, sur une pente de 24 - 25°, une formation, légèrement rythmée en son sommet, fossilise un petit ravin. L'entaille actuelle se fait latéralement par rapport à ce petit ravin et se développe plus profondément que la précédente

qui se trouve ainsi légèrement "perchée". Cet exemple illustre le cas des ravinements élémentaires qui affectent des facettes de versant presque planes isolées entre de grands ravins. Les grands ravins, comme ici ceux du Rieusset et du Rieu Clar ont eux fonctionné à la fois lors de la Dernière Période Froide (grands cônes se raccordant aux formations de pente héritées) et depuis cette période sans discontinuer (récuration du chenal, entailles et ravinements secondaires sur les cônes).

D'une manière générale, on peut retenir que les simples ravins inscrits dans les formations héritées sont surtout face au Nord tandis que les versants complètement décapés regardent vers le Sud.

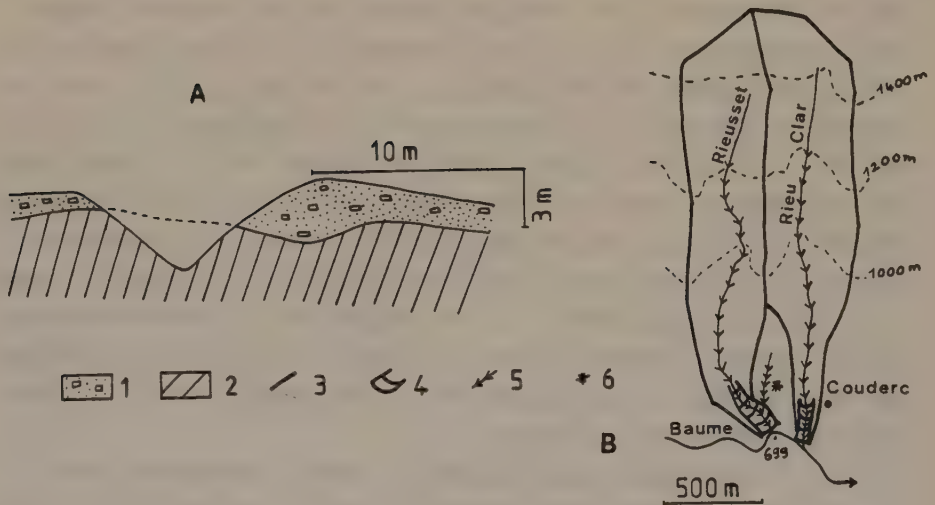


Fig.217 : Ravinement récent dans la vallée de la Baume (Couderc).

A- Coupe montrant la disposition du ravin actuel par rapport à la topographie ancienne.

B- Situation de la coupe sur l'ensemble du versant.

1. formation hétérogène à blocs. - 2. roche en place. - 3. limite de bassin-versant. - 4. cône torrentiel hérité du dernier épisode froid. 5. ravinement récent et actuel. - 6. localisation de la coupe A.

Les matériaux transportés s'observent dans les parties amont des vallées ou au fond des vallons. C'est ainsi que dans la haute vallée du Lot, à l'amont du Bleymard, la rivière est encaissée de 2 à 4 m dans des dépôts colluviaux qui recouvrent les formations gélifluées héritées de la Dernière Période froide : l'encaissement est irrégulier, tantôt fort, tantôt faible, en fonction des apports locaux qui dépendent d'une mise en valeur plus ou moins poussée. On retrouve le même phénomène avec un encaissement de 4-5 m dans la vallée de Mazan : du matériel terreux, non trié, repose sur les dépôts würmiens dont les caractères alluviaux sont classiques. Dans le cas extrême des marnes de Lanuéjols (au Nord-Ouest du Mont Lozère), les transports colluviaux d'origine agricole ont été si importants qu'ils avaient permis le recouvrement d'un monument gallo-romain construit au III^e siècle de notre ère, lequel n'a été dégagé que récemment (J.C.Joulié, 1974).

Sur les versants les plus dégradés la roche en place n'est voilée que par quelques blocs migrants et un mince régosol; localement la roche à nu affleure en plaques ou en têtes de rocher. Non seulement les formations superficielles héritées ont été évacuées mais aussi la plus grande partie du stock d'arène a été dilapidé. Les formations meubles ne subsistent plus que sous forme d'étroits témoins. Ces témoins sont faciles à repérer dans l'espace dans la mesure où ils portent les rares prairies fauchées et les seuls petits bosquets de tout le versant (hêtres au-dessus de 1000 m, châtaigniers en dessous). On retrouve là un phénomène identique à ce qui a été observé par Ph. Allée (1981), dans les Pyrénées orientales. La technique de la photographie en fausses couleurs nous a aussi permis, en visualisant au printemps les secteurs à réserves hydriques, de faire apparaître la répartition des formations superficielles conservées. On pourrait par ce moyen dresser un état de la dégradation versant par versant.

B- Les données historiques

Pour montrer le rôle prépondérant de l'homme dans l'évolution holocène des versants et préciser les étapes historiques de la dégradation le recours aux archives s'avère indispensable. La plupart des textes disponibles concernent la seconde moitié du 18^e et le 19^e siècle. Le grand nombre des "calamités naturelles" recensées à ce moment-là est-il à mettre en relation avec une réelle augmentation des catastrophes ou bien est-il simplement le reflet d'une meilleure relation de la part des contemporains ? Aucune réponse ne peut être donnée, on peut toutefois noter que cela correspond exactement au moment où en Lozère (dans les limites du département) le boisement est le plus faible (moins de 8 % de la superficie totale) et le nombre des moutons transhumants le plus élevé (326 000, sans compter les animaux indigènes) (R. de Saboulin Bollena, 1974, p. 117-121). Nous connaissons encore plus mal ce qui s'est passé avant, en particulier lors des grands défrichements médiévaux et toute comparaison avec un passé plus lointain est impossible.

Parmi les principaux phénomènes historiques, il faut surtout insister sur les grandes inondations qui produisent des effets non seulement dans le lit des rivières mais qui s'accompagnent aussi sur les versants d'une morphogenèse active. Rappelons les dates de 1606, 1706, 1793, 1804, 1805, 1808, 1815, 1827, 1841, 1846, 1856, 1873 parmi celles dont on trouve les mentions les plus fréquentes pour les 17-18 et 19^e siècles. On notera une fréquence accrue lors du 19^e siècle sans que cela ait une valeur statistique. Quant aux descriptions qui accompagnent les citations de "catastrophes", elles sont trop vagues pour tenter une reconstitution des dynamiques et même pour en retrouver la localisation sur le terrain. C'est ainsi que lors des crues exceptionnelles du Tarn et du Lot en 1706 on nous signale que les ponts de Bagnols, du Bleyard, de Cubières, de Cubièrettes et du Mazel ont été emportés mais dans l'ignorance de l'état primitif de ces ponts, il est impossible de préciser l'ampleur réelle de la crue. Parfois, et c'est surtout le cas des textes du 19^e siècle, quelques notations sont plus précieuses. Le 7 juin 1804, le Lot fut si chargé en matière minérale que "la plus grande partie du poisson fut tuée". Le "Journal de

la Lozère" du 24 octobre 1846 nous rappelle que lors de la crue du 17 précédent, les ponts de Bagnols et de Nojaret ont été emportés (et même les deux en cours de construction à Langogne) et que "tous les biefs des moulins ou des usines à Mende ont été comblés de sable et de limon". L'ensablement est si grave, qu'il pose un "problème crucial pour le ravitaillement". "Un seul moulin, alimenté par une source bien au-dessus du Lot fonctionne" (il s'agit d'une résurgence !). Dans les deux cas, 1804 et 1846, on peut déduire de la charge solide des lits fluviaux, un important décapage sur les versants.

Cette attaque des versants est un peu précisée par ailleurs. En 1827, "une masse considérable de rochers schisteux minée à sa base par les pluies ou la neige" s'écroula sur le chemin de Badaroux à Nojaret "dont la communication a été interrompue pendant quelques jours" (1). En 1846, "au village de Pelgeyres, commune de Badaroux, située sur un monticule, une excavation occasionnée par l'orage du 17, a fait crouler, le 18, la maison de M. M., ... et détérioré ou détruit tout ce qu'elle contenait".

Dans les vallées du "Lot, du Tarn et du Tarnon, une pluie diluvienne, poussée par le vent de Sud-Est a transformé les ruisseaux en torrents impétueux, qui, dans leur cours, déracinaient les arbres, les entraînaient ainsi que d'énormes blocs de rochers sur les propriétés cultivées ou sur les routes, renversant des murs de soutènement et de clôture, déposant sur les chaussées des tas considérables de galets, et de limon". (Journal de la Lozère, 24 octobre 1846). Le 18 mars 1873, un éboulement détruit une maison près du village de Pomaret, dans la vallée de l'Altier (1).

(1) Le lecteur consultera avec intérêt le travail de P. Weyd "Quelques mots sur les inondations et les éboulements en Lozère" Bul. Soc. d'Agric. Arts et Lettres de Lozère, 1912, p. 169-174

C- Les principaux processus

Dans les parties les plus hautes des versants, la recherche des pâturages a conduit à étendre vers le bas la limite supérieure de la forêt. La surpécoration qui a suivi a provoqué la destruction de la pelouse et l'on comprend aisément tous les phénomènes destructeurs qui s'en sont suivis : larges écorchures de pelouse permettant la concentration des eaux laquelle conduit à la création de chenaux de plus en plus profonds. Le phénomène a été d'autant plus grave que la forêt, attaquée par le bas, a été transformée en champs cultivés même sur des pentes atteignant 20°. Dès la mise en culture, le sol a été entraîné et il a fallu prévoir la construction de murs de pierres sèches en terrasses. La mémoire populaire se souvient encore des efforts qu'il a fallu pour remonter la terre le plus souvent à la hotte après chaque orage un peu trop violent.

Les secteurs les plus dégradés ont été parfois abandonnés momentanément. La lande peut alors s'installer. Suivant l'état de dégradation, elle est d'abord dominée par *Sarothamnus scoparius*, puis par *Genista purgans* et enfin, c'est *Calluna vulgaris* qui l'emporte. Pour essayer de faire pousser à nouveau quelques graminées cette lande a été incendiée fréquemment. Les effets de ces incendies répétés doivent être pris en compte pour comprendre la dégradation des versants. Nous avons pu les observer sur granite porphyroïde au Mont Lozère près de Finiels. La photo XVII prise quelques semaines après l'incendie montre l'importance de l'écaillage sur les blocs et les têtes de rochers non protégés par le sol : les phénomènes de dilatation ont provoqué le détachement d'écailles de 1 à 2 cm d'épaisseur et de quelques centaines de cm² de surface ou de copeaux de roche plus petits ; toutes ces écailles se sont détachées en fonction d'une fissure courbe et présentent donc une paroi concave et une autre convexe ; la plupart n'ont pas été détachées au moment même de l'incendie mais plus tard par le ruissellement de l'eau sur le bloc ou par le gel. Le détachement est un processus complexe qui s'opère pour quelques écailles à partir de diaclases virtuelles le long desquelles une altération chimique s'est déjà produite sur les micas. Les faces des blocs affectées par un incendie ne le sont pas par l'incendie suivant : elles ne deviendront sensibles à l'action du feu qu'après un début d'altération

des diaclases. Ainsi est démontrée la nécessité d'un relais de processus pour arriver au détachement des écaïlles mais il semble bien que le choc thermique soit responsable de la création des fissures. Le terme de thermoclastisme peut être employé (C.D. Ollier, 1969 ; J. Tricart, A. Cailleux, 1969 ; A. Journaux, J.P. Coutard, 1974 ; P. Birot 1981).

Entre les blocs et les troncs des arbustes calcinés de multiples mini bassins-versants de quelques dizaines de m² chacun se sont créés. Ainsi de petites rigoles et des cônes sont disposés en relais sur le versant, sans hiérarchie, sans ordre, au hasard des mouvements de terrain et des obstacles (tors, souches de genêt, troncs d'arbres non calcinés). Dès le premier printemps suivant la végétation repart : framboisiers, genêts et sorbiers sont les pionniers, puis les graminées s'installent. Comme la reconquête végétale est progressive, les phénomènes de ruissellement peuvent s'exercer pendant au moins trois ans après l'incendie. La quantité de matériaux ainsi transportée est importante. Certes la distance parcourue n'est pas très longue à chaque fois (échelle de la parcelle avec parfois débordement d'une parcelle

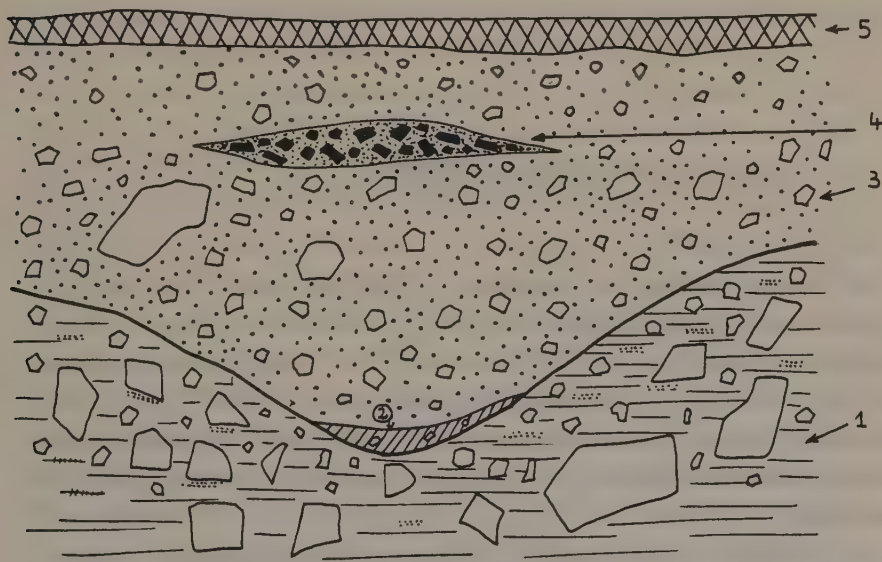


Fig. 218: Colmatage d'un ravin historique dans la Forêt de Mazan.

- 1- Formations gelifluées à blocs, à légère structuration.
- 2- Horizon humifère.
- 3- Remplissage désordonné.
- 4- Lentille à charbons de bois.
- 5- Sol actuel.

sur l'autre) mais on comprend aisément que le phénomène répété ait pu conduire au décapage des formations meubles sur une épaisseur pluridécimétrique. Les écobuages répétés à intervalles réguliers (entre 5 et 10 ans) et cela depuis que les premiers pasteurs se sont introduits sur ces hautes terres (deux à quatre millénaires sans doute) sont responsables d'une partie de la dégradation des versants du Tanargue et du Mont Lozère. Il faut toutefois noter que les résultats exposés ici portent sur des incendies de landes piquetées d'arbustes, ce qui accroît la quantité de combustible et par conséquent les dommages occasionnés par les hautes températures. Dans le cas des "petits feux" destinés à nettoyer une pelouse, les destructions sont moins importantes et les graminées repoussent, couvrant totalement le sol dès la première année. Cette remarque nous permet de comprendre que les secteurs les plus dégradés ne sont pas les hautes pelouses seulement soumises aux "petits feux" mais les secteurs anciennement cultivés, puis abandonnés et dès lors couverts d'une lande arbustive. Il semble bien que dans ce cas, la dégradation des versants se produise davantage lors des moments de déprise agricole que lors du maximum d'exploitation.

D- Exemple de restauration de versants.

Depuis le dernier tiers du XIX^e siècle, après les plaintes répétées des préfets et des habitants à l'Administration centrale un essai de restauration des sols a été tenté. A l'initiative des forestiers (il suffit de se souvenir de l'oeuvre de G. Fabre à l'Aigoual) de grands travaux de reboisements ont été entrepris (Aigoual, Bougès, Tanargue) afin de diminuer la violence des crues des rivières sous-cévenoles.

Si cette tentative a été un échec sur les versants à regard sud (opposition des agriculteurs, des pasteurs, nombreux incendies) un succès certain a été rencontré sur les versants à regard nord.

Il suffit pour s'en convaincre de parcourir les belles forêts du Nord du Bougès : là des ravines et des ravins entaillant des formations gélifluées à blocs et la roche en place sont aujourd'hui colonisés par des arbres de belle venue et dont beaucoup ont un âge entre 50 et 60 ans ; à l'arrière des troncs existent parfois de petites accumulations mais de peu d'importance ; à l'évidence ces chenaux ne sont plus vivants aujourd'hui et la forêt joue son rôle de filtre vis-à-vis des précipitations et ce n'est plus qu'exceptionnellement que le ruissellement concentré peut s'exercer (chemins, chablis, travaux d'exploitation forestière...).

Le succès rencontré dans la lutte contre le démantèlement des pentes se retrouve dans la Forêt de Mazan qui n'a pas toujours été le bel ensemble forestier que nous connaissons aujourd'hui. Tout près de la Maison forestière de Mazan, les chemins d'exploitation recoupent perpendiculairement plusieurs anciens ravins aujourd'hui entièrement fossilisés. En chronologie relative, ces ravins ne peuvent être qu'holocènes c'est-à-dire postérieurs aux revêtements géliflués à blocs qu'ils entaillent. Comme ils apparaissent entièrement comblés de matériaux, il faut bien admettre que les processus responsables de leur creusement sont aujourd'hui éteints. Il est nécessaire de placer l'épisode de creusement lors des grands défrichements médiévaux, avant la lente reconstitution de la forêt autour de l'abbaye. La fig. 218 montre l'exemple du comblement d'un ravin installé sur une pente de 21-22° faisant face à l'Est. L'entaille s'est faite au détriment de matériaux hétérogènes à blocs grossiers et sables abondants présentant des bandes centimétriques lavées et une légère structuration dans la partie la plus fine. Au fond du ravin sur 10 à 15 cm d'épaisseur, on remarque un horizon humifère avec de petits charbons de bois : il témoigne d'une phase de stabilisation durant laquelle le chenal végétalisé n'était plus récuré et recevait une abondante sédimentation organique. Puis vient la phase de comblement proprement dite : sont alors mis en place des blocs dont certains ont 20 cm de grand axe, des granules, des graviers et des sables grossiers et des matériaux fins qui ne font pas plus de 20 % du total. Cela correspond à un épisode où le ravin au lieu de fonctionner sur toute sa longueur,

évoluait sous forme de petits ravinements secondaires dont les cônes remplissaient peu à peu le fond du chenal principal avec des matériaux arrachés aux bords de ce dernier. Chaque cône en affaiblissant la pente renforçait la stabilisation du couloir ainsi sans doute que le développement de la végétation. Vers le haut, les apports sont de plus en plus fins bien que des blocs de la taille du poing y subsistent. Une lentille de matériaux fins vers 80 cm de profondeur, contraste avec le reste par sa couleur noire et la présence de macrorestes végétaux : sans doute faut-il voir là un épisode d'exploitation de la forêt qui s'est accompagné d'une reprise locale du ruissellement mais d'une façon atténuée et locale (pas d'incision, simples apports sableux). Le sommet de l'ancien ravin est aujourd'hui scellé par un sol humifère d'une quinzaine de centimètres ce qui témoigne de la stabilisation définitive de cette ancienne plaie.

Des cas de stabilisation progressive spontanée peuvent être cités. Nous avons déjà présenté les grands ravinements qui affectent le versant nord du Mont Lozère, dans l'étage de la forêt, en limite altitudinale des champs cultivés. Sur plusieurs de ces secteurs abandonnés par la culture et le pâturage, en particulier celui de Lozeret, nous avons pu observer une cicatrisation importante des plaies: colonisation par une pelouse de graminées et par des genêts et des pins; toutefois la présence de blocs non stabilisés et de quelques plaques à nu témoignent encore de la fragilité du milieu. Dans d'autres cas comme à Prat Long la stabilisation est moins poussée et seuls les côtés des ravins tournés vers l'Est ou le Nord sont colonisés tandis que ceux qui regardent vers le Sud ou le Sud-Ouest ne le sont pas sans doute en raison de la répétition des cycles gel-dégel.

Dans d'autres cas, la restauration du versant est moins poussée, bien que la stabilisation soit acquise. En rive droite de la Baume, près de Valgorge, d'anciens ravins dévastateurs ont été coupés au début du siècle par des murets de pierres sèches, disposés en épis. Ce principe de lutte contre le ruissellement est bien connu : il s'agit de diviser le flot en un maximum de petits filets dont la compétence est ainsi affaiblie et de retenir les matériaux transportés en arrière des obstacles que sont les murettes. Les résultats sont satisfaisants, la forêt a pu se réinstaller et des pins d'une cinquantaine d'années poussent mainte-

nant sur les petites "terrasses" en arrière des murettes. Il a fallu pour cela que ces secteurs soient épargnés par les incendies de forêt : à quelques dizaines de mètres, des secteurs fréquemment incendiés, couverts d'une lande à genêts connaissent eux, au contraire, érosion pelliculaire et petits ravinements.

Avec ces exemples de stabilisation de versants par la reforestation et les travaux de génie civil, nous sommes loin des observations de G. Soutadé (1980, p. 349-377) qui a montré dans le massif du Canigou à Comall Escur que "jusqu'à présent les essais de reforestation ont été un échec". Il est bien vrai que les conditions géographiques sont différentes au Tanargue et dans les Pyrénées orientales : altitudes plus basses (les meilleurs exemples de restauration sont entre 1000 et 1200 m au Tanargue tandis que les "Chalades" de Montagne Rase à Comall Escur s'étendent entre 2300 et 1700 m), pentes plus faibles (de 20 à 25° au Tanargue contre 30 à 35° de part et d'autre de Montagne Rase) ainsi que des différences dans les conditions structurales (migmatites massives dans les vallées du Tanargue, volume rocheux peu résistant à Montagne Rase : gneiss entrelardés de bancs de micaschistes).

Il ne faudrait pas déduire avec ces exemples de restauration réussie que toute évolution actuelle est bloquée sur les grands versants cévenols. N'oublions pas les grands versants à regard sud depuis longtemps "décharnés" (G. Soutadé, 1980 p. 381) et soumis à une dégradation actuelle encore active : des brèches de plusieurs mètres de large et un mètre de profondeur ont été ouvertes dans des terrasses non cultivées depuis l'entre deux guerres et couvertes d'une lande à genêts. Retenons aussi l'existence de grands ravinements vifs dans tous les dépôts épais de type héritage de glaciers couverts et cela quelle que soit l'orientation : face au Sud au Cros de Boutazon près des sources de l'Ardèche ou face au Nord, en rive droite de la haute vallée de la Baume.

L'érosion d'origine anthropique sur les grands versants cévenols apparaît responsable de la modification des versants, conduisant soit à la création de grands ravins soit à un récurage poussé. A défaut d'une restauration complète, il est possible d'obtenir un arrêt de la dégradation grâce à la reforestation, en l'absence de surpâturage et d'incendie.

Conclusion sur l'érosion anthropique des versants:

A l'échelle de tout le Massif Central, l'érosion anthropique se révèle importante et conduit à une remobilisation presque complète des formations superficielles héritées. Cette remobilisation affecte deux aspects selon l'intensité des averses: dans les régions non soumises aux violences méditerranéennes les matériaux sont stockés sur les versants sous forme de banquettes, au bas de chaque parcelle; dans les régions cévenoles (s.l.) les matériaux sont évacués jusqu'au talweg, ce qui provoque la "décharnation" progressive du versant et la mise à nu de la roche. Dans les deux cas, on assiste à une irrégularisation de détail des modelés. Ainsi dans beaucoup de cas, l'aspect actuel de la surface des versants doit plus aux modifications anthropiques qu'à l'évolution lors de la Dernière période froide. (1) Cependant, on ne doit pas oublier que les morphogenèses d'origine anthropique s'exercent au détriment de la couverture de matériaux mis en place en période froide et qu'ainsi elles sont conditionnées plus ou moins directement par cet héritage.

Toute quantification d'ensemble est difficile: toutefois si l'on estime la durée de l'utilisation agricole intensive à un millénaire et un enlèvement de matériaux pendant cette période voisin du mètre, on peut proposer comme valeur de l'érosion anthropique un ordre de grandeur proche du mm/ an pour le dernier millénaire.

(1) La géographie des transformations anthropiques des versants telle que présentée ici est encore incomplète. Elle nécessitera de nombreux travaux ultérieurs, sur de nombreuses parcelles, du type de ceux réalisés par A. Bollinne, G. Hanotiaux et A. Pissart (1978).



Planche XVI : L'érosion agricole. Ex. de St-Just-le-Martel (Limousin).

En haut : Noter la largeur du ravin et le blocage de l'érosion sur la semelle de labour (les traces laissées par le passage des socs sont bien visibles).

En bas : Coupe de l'accumulation : aspect lavé des matériaux, stratification.



Versant remodelé par l'érosion agricole, près des Estables, Velay oriental.



Action du passage du feu sur un bloc de granite porphyroïde (NE de Finiels, Mont Lozère).

LIVRE IV

VERSANTS

&

SYSTÈMES DE VERSANTS

PREMIERE PARTIE DU LIVRE IV :

L'EVOLUTION PERIGLACIAIRE ET RECENTE DES VERSANTS

DANS LE MASSIF CENTRAL. ESSAI DE SYNTHESE.

I : LA NOTION DE VERSANT.

La majorité des modelés que nous avons décrits n'entrent pas dans le canevas classique de définitions géomorphologiques simples, aussi dans la plupart des cas avons-nous employé le terme commode de versant pour désigner les constituants majeurs de ces modelés. Il est temps maintenant de nous livrer à une réflexion plus générale sur la notion de versant.

Cette notion, apparemment simple, est considérée comme allant de soi pour la plupart des géomorphologues. Pourtant, en donner une définition n'est pas chose facile. Nous laisserons de côté l'usage qui est fait pour désigner une façade montagneuse, ensemble de vallées et de crêtes qui sont orientées dans le même sens par rapport à une partie d'un massif montagneux, comme dans l'expression "le versant français des Alpes". Désignant un élément du modelé, les définitions appliquées au mot versant sont assez floues. C'est ainsi que le Dictionnaire Larousse en dix volumes indique : "Dans une vallée, pente joignant le talweg à la ligne de faite" ; le versant serait alors réduit à une surface ou à un plan étroit, figure géométrique simple dont l'expression se trouve

rarement à l'état pur dans la nature. Pour le Dictionnaire de la Géographie, c'est la "surface inclinée d'un relief, se terminant souvent en bas dans une vallée, mais pas nécessairement (versants de volcan, d'inselberg)". Telle quelle cette définition reste un peu vague et incomplète. Les grands manuels de Géomorphologie français ou étrangers, prudents, n'inscrivent pas le mot versant dans leurs index. Seul R. Coque (1977, p. 5) propose une définition qui intègre le versant à l'ensemble du relief : "Considéré sous son aspect élémentaire, le relief se ramène en définitive, à un assemblage de portions de surface topographique plus ou moins étendues appelées versant". Il suggère qu'il s'agit d'éléments qui, associés ou combinés, représentent les différentes "facettes" de l'espace terrestre tel qu'il a été modelé depuis sa création.

Pour notre part, nous avons considéré le versant comme une portion de "surface topographique" plane ou ondulée, plus ou moins vaste joignant un sommet d'interfluve à un talweg, d'une inclinaison d'ensemble faite d'éléments de pente de valeur variable, connaissant ou ayant connu une morphogenèse faisant appel à une ou plusieurs dynamiques différentes de celles affectant les portions d'espace voisines. En insistant sur ce dernier aspect, on met en évidence la notion de types de versants.

Dans les régions à relief disséqué comme le Massif Central, les versants ainsi définis occupent tout l'espace. Et l'on peut reprendre ici une idée maîtresse développée par A. Young (1972, p. 1) : "Most of the land surface of the earth is formed by valleys slopes. At a given point on the ground surface it is normally possible to follow the line of maximum slope downwards until a drainage channel is reached ; moreover a causal relation between the slope and the channel is apparent". Ce n'est que dans le cas de plaines alluviales étendues ou de modelés d'accumulations éoliennes que la notion d'organisation en systèmes de versant disparaît ; de même on peut discuter l'utilisation de ce terme dans certains cas de modelés karstiques. Partout ailleurs, le versant est la notion fondamentale à partir de laquelle doit être bâtie toute étude géomorphologique. C'est du sommet de l'interfluve jusqu'au talweg que se déroulent en relais ou en combinaison les divers processus morphodynamiques. C'est donc tout cet espace qui doit être compris comme le versant et envisagé dans

son ensemble. Dans le cas d'une corniche de basalte ou de calcaire, tenir compte de la seule paroi raide et de la concavité basale est insuffisant, il faut aussi intégrer la partie de plateau située à l'amont de la corniche dont les matériaux (liquides ou minéraux) sont susceptibles d'influencer l'évolution de la corniche : de même, vers le bas, la concavité basale doit être suivie jusqu'au talweg c'est-à-dire jusqu'à ce que se produise l'évacuation des matériaux au-delà du pied du versant.

II : LES TYPES DE VERSANTS DANS LE MASSIF CENTRAL.

Rappelons que tous les versants du Massif Central possèdent des profils du type de ceux décrits dans les régions tempérées humides : versant convexo-concave simple, versant convexo-concave à secteur rectiligne et versant complexe à corniche (fig.219).

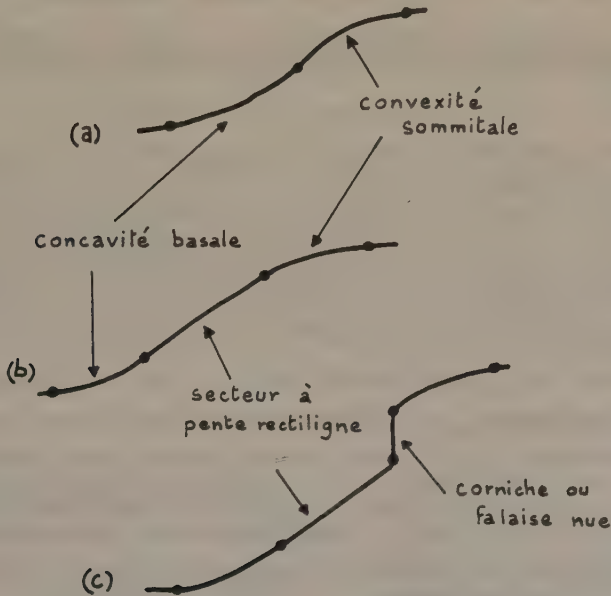


Fig. 219 : Les différents types de profils de versants dans les régions tempérées humides (d'après M. A. Carson et M.J.Kirkby, 1972)

a- versant convexo-concave simple b-versant convexo-concave à secteur rectiligne c- versant complexe à corniche.

Ces versants doivent l'essentiel de leurs grands traits (pente, longueur, profil d'ensemble) aux morphogenèses qui se sont exercées depuis la fin du Tertiaire et lors du Quaternaire. Les dynamiques héritées des dernières périodes froides et les évolutions d'origine anthropique n'ont fait qu'ajouter des retouches de détail mais nous avons vu toute l'importance qu'il faut accorder à ces retouches car ce sont elles qui conditionnent en grande partie les phénomènes hydriques et pédologiques actuels et donc toutes les possibilités d'utilisation. Nous pouvons maintenant présenter une sorte de synthèse des grands types de versants en insistant sur la part des dernières étapes de la morphogenèse. Nous séparerons les versants convexo-concaves réguliers (1) des régions cristallines des versants hétérogènes à corniches des régions à matériaux volcaniques.

A- Les versants convexo-concaves des régions cristallines.

Du Limousin au Mont Lozère, en passant par la Margeride et le Tanargue, les versants des régions cristallines présentent des points communs dont le principal est celui de la forme d'ensemble laquelle est partout convexo-concave. Il est inutile de rappeler, tellement la chose est banale, que cette forme d'ensemble doit ses grands traits à la

(1) - Les termes "régulier" ou "régularisé" sont employés ici dans leur sens descriptif pour indiquer un versant lisse sur lequel les principaux chicots rocheux ont été réduits. Les versants ainsi qualifiés ne sont pas des versants de Richter ; on sait qu'au sens strict cette locution désigne "un versant réglé de pente forte taillé dans la roche en place : en fait, la contre-partie d'un talus d'éboulis ; les éboulis qui se détachent d'une paroi rocheuse la modèlent en effet assez souvent en un plan incliné, prolongement amont, en roche en place, du talus de la base." (M.Derruau, 1974). Les véritables versants de Richter, versants nus, avec obturation des ravins de premier ordre, élaborés essentiellement par cryoclastie (P.Birot) sont très rares sur notre terrain. ' "

rencontre entre des forces endogènes, responsables du cadre structural et des forces exogènes responsables de l'enlèvement de matière.

L'influence de la structure se manifeste d'abord par l'ampleur des mouvements verticaux et le nombre des accidents cassants : les versants sont de plus en plus longs et redressés depuis la Montagne limousine jusqu'au Mont Lozère selon un gradient qui correspond à celui des grands mouvements tectoniques tertiaires mettant en place les unités orographiques régionales ; l'importance des sections rectilignes intercalés entre la convexité et la concavité va croissant selon la même diagonale. La lithologie intervient aussi : les versants sont plus longs et plus doux sur les roches métamorphiques que sur les granites, ce qui se vérifie aisément en Limousin où les deux types lithologiques voisinent.

L'enlèvement de matière s'est fait au cours de plusieurs épisodes qu'il est difficile de saisir, faute de dépôts corrélatifs. Tout au plus peut-on rappeler que depuis le Néogène à une ancienne période de creusement a succédé une période de repos suivie à son tour par un nouveau creusement, ce qui a conduit à la création d'un niveau de replat quasi général. Ces replats introduisent dans le tiers inférieur des versants un deuxième secteur convexo-concave dont il faut tenir compte pour comprendre la répartition de nombreuses morphodynamiques.

La forme d'ensemble des versants des régions cristallines apparaît comme relativement uniforme d'un point à l'autre du Massif Central. C'est en étudiant les modelés de détail que l'on fait ressortir les différences et que l'on peut établir une sorte de typologie. Les critères de classement sont de deux types : importance et nature des héritages morphoclimatiques, valeur de l'agressivité climatique actuelle et puissance de la dégradation d'origine anthropique. En combinant ces critères, on peut dégager deux grands types de versants qui s'opposent :

- un type Montagne limousine.
- un type Mont Lozère méridional.

Le type Montagne limousine se caractérise par une bonne conservation de sa couverture de formations superficielles, tant des formations gélifluées qui les moulent partout que des vieux stocks d'altérite ("arènes épidermiques" ou "pénétrantes" au sens de J.C.Flageollet, 1977). Ces couvertures peuvent être considérées comme peu retouchées par les dynamiques naturelles holocènes. On se trouve en effet nettement dans

"l'étagé" de la forêt et l'évolution s'y est faite selon deux processus : départ de matériaux en solution selon un rythme que nous n'avons pas étudié, accumulation organique sous forme d'horizons de type anmoor ou tourbe dans les sections amont des vallons où l'écoulement n'était pas assez puissant pour entretenir des chenaux toute l'année et où s'est déroulée une lutte incessante entre filets d'eau et croissance des végétaux. On peut parler d'un épisode de biostasie pour qualifier cette évolution holocène. L'érosion anthropique elle-même, si elle remodèle le coeur des alvéoles en faisant parfois apparaître la roche en place, n'affecte que d'une façon très superficielle les sommets d'interfluves et ne modifie pratiquement pas les fonds de vallée ou vallons. Dans la mesure où l'érosion anthropique a peu changé l'aspect des versants, on peut quantifier la part de l'érosion périglaciaire (s.s.) pour la Dernière Période froide. On se rend compte alors que l'enlèvement de matière a dû être relativement faible, de l'ordre du mètre d'épaisseur sur l'ensemble du versant, les segments convexes étant plus attaqués, les secteurs rectilignes étant surtout des lieux de transport peu retouchés. Même si l'on tient compte de plusieurs épisodes froids, on peut estimer que les versants actuels sont très proches de ce qu'ils étaient au milieu du Quaternaire, une fois le défoncement des planchers d'alvéoles réalisé.

Si l'on raisonne en notion de bilan accumulation/ablation selon les secteurs du versant, on peut aboutir aux constatations suivantes :

- la section convexe, en haut de versant est très proche du plan de la surface de démarrage. Toutes les morphodynamiques récentes l'ont affectée d'une façon réduite : faible départ des matériaux et troncature des chicots lors des périodes froides ; bilan morphogénèse / pédogénèse nettement favorable au second terme pendant l'Holocène ; attaques anthropiques ne déplaçant qu'une quantité restreinte de matériaux.

- la section rectiligne présente une épaisseur constante de matériaux déplacés en période froide, matériaux ayant subi une pédogénèse active à l'Holocène ; les retouches d'origine anthropique y sont réduites lorsque le versant est resté boisé ou couvert de landes ; la création de "banquettes" agricoles peut apparaître dès la base de ce secteur.

- la section concave montre une épaisse accumulation de matériaux hérités des périodes à gélifluxion active ; il ne reste généralement

rien des pédogenèses holocènes tant la transformation par l'exploitation agricole a été intense, y compris dans les vallons au-dessus du niveau topographique des sources.

- les fonds plans des vallons et vallées connaissent un bon remplissage de matériaux géliflués lesquels sont affectés par une pédogenèse hydromorphe et parfois surmontés d'une importante accumulation organique (tourbe ou anmoor).

La présence d'un niveau de replat complique ce schéma : sur le replat l'érosion agricole l'emporte et a retouché les minces formations gélifluées et les sols holocènes n'y subsistent que sous la forme d'horizons inférieurs tronqués.

Partout le bilan est donc positif, en faveur d'un recouvrement des versants; même lorsque les matériaux sont remaniés par les dynamiques les plus récentes, ils demeurent sur le versant.

Ce type limousin se retrouve trait pour trait dans la haute Margeride, la seule différence étant une hauteur relative plus marquée et des secteurs rectilignes plus longs en Margeride. Certains versants du Velay ou du Nord du Mont Lozère peuvent aussi être rangés dans cette catégorie.

Le type Mont Lozère méridional est au contraire un type de versant dénudé. Non seulement les formations gélifluées qui y ont existé ont été démantelées, mais encore une partie du stock des arènes héritées a été dilapidée. Le décapage le plus important est lié aux activités humaines. Diffus en haut de versant, ce décapage est poussé dans tous les secteurs qui ont été mis en culture. Le résultat se traduit par un modelé de détail chaotique où les tors, les boules et les blocs ne laissent qu'une place étroite aux espaces taillés dans l'arène en place. A la différence du type Montagne limousine, la quantité de matériaux évacués récemment est forte.

Les bilans selon les secteurs sont simples à établir. Toute la partie située au-dessus des vallons ou des fonds d'alvéole, connaît un enlèvement de matière. Au contraire, la partie située en-dessous a subi des recouvrements importants.

Ce type se retrouve en Margeride du Sud, en particulier dans la région qui s'étend de Vitrolles à Colagne Haute. C'est à un type très proche que l'on a affaire quand on étudie les versants à regard sud des

vallées méditerranéennes du Tanargue, la seule différence tenant dans la longueur du secteur rectiligne.

A ces deux premiers types de versants, il convient d'ajouter le type Margeride des plateaux. En effet, sur les plateaux situés de part et d'autre de la Montagne de Margeride, les versants présentent des caractères spécifiques : ce sont des versants courts dont les traits de surface doivent tout à l'action humaine avec, côte à côte, des secteurs râpés en forme de petits glacis, et des secteurs à banquettes agricoles construites par l'érosion induite par les pratiques culturales. Ils ont à la fois des éléments des deux premiers types : banquettes agricoles comme au coeur des alvéoles limousins, secteurs dégradés comme dans le cas des versants sud-lozériens.

Si l'on raisonne en terme de bilan selon les secteurs, on peut reprendre le partage établi pour le Mont Lozère méridional, mais une grande différence existe dans la mesure où toutes les parties cultivables des versants (au-dessus des vallons et fonds de vallées) sont entièrement construits par des banquettes anthropiques (les matériaux ont été stockés dans la partie médiane des versants).

Enfin, le dernier type de versant convexo-concave correspond à celui que l'on rencontre sur les plateaux limousins. Les versants y sont longs et peu pentus. Les formations gélifluées y sont peu épaisses en raison des pentes faibles et sans doute de conditions climatiques moins rigoureuses; les dynamiques holocènes y ont été peu efficace; seules les activités anthropiques marquent le modelé de détail mais elles n'affectent que des épaisseurs faibles.

Les bilans y sont comparables à ce qui a été défini dans la Montagne limousine. Sans doute y a-t-il eu moins de matériaux déplacés lors des périodes froides et lors de la mise en valeur agricole. La différence avec le premier type défini en Limousin tient surtout à la pente et à la longueur du versant, ce qui a modifié non la nature des dynamiques mais leur intensité.

B- Les versants irréguliers des régions à structure hétérogène.

Ce sont des versants qui sont plus dépendants des conditions structurales que les précédents, aussi présentent-ils un plus grand nombre de sous-types. Leur localisation se limite au Velay oriental et au Cantal.

En Velay oriental, la plupart des versants des plateaux et des grandes vallées pourraient être classés dans la catégorie des versants à dominante convexo-concave. Mais en fait, on y trouve rarement les types simples précédemment décrits. Si l'on prend l'exemple de la haute vallée de la Gazeille, le versant n'apparaît que très localement sous une forme convexo-concave bien régularisée, encore le sommet a-t-il subi un réaménagement anthropique sur sa partie haute. Partout ailleurs, le versant présente des sections raides : ce sont tantôt d'anciennes corniches aujourd'hui gommées, tantôt des corniches vives généralement en sommet de versant ; parfois, de petites ruptures de pente marquent, vers le bas, le contact avec la plaine alluviale. Mais les versants les plus originaux sont ceux des hauts plateaux dominés par des pointements phonolithiques : le haut du versant est alors formé de segments rectilignes à pente forte, faisant un angle marqué avec le reste ; l'évacuation différentielle des matériaux provoque le raidissement des segments les plus amont.

Dans le Cantal, les versants sont aussi particulièrement irréguliers dans leur tracé longitudinal. Mettons à part les versants bosselés créés par des affaissements récents de terrain. Pour le reste, la dominante est marquée par la présence de corniches qui introduisent des segments plus ou moins longs et à pente forte. De nombreux sous-types existent selon le nombre de corniches, leur emplacement dans le profil et l'état de leur recouplement. Lorsque l'usure par les agents météoriques est suffisamment poussée, la corniche peut être voilée par une mince couche de formations superficielles et le versant prend alors une allure convexo-concave souvent coupée par un long secteur rectiligne. Ce dernier existe surtout dans les grandes vallées dès leur sortie du coeur même du massif.

Parfois certains versants cévenols sont si dégradés qu'ils rappellent par leur aspect les versants irréguliers.

C- Des versants à étagement morphodynamique.

Dans certains cas l'importance des dénivellations et les altitudes atteintes permet de dégager des versants aux caractères différenciés selon l'étage altitudinal. Les exemples se relèvent principalement au Mont Lozère et dans le Cantal.

Au Mont Lozère où la dominante des versants est convexo-concave l'étagement se complique de nuances importantes, selon l'orientation. Au Nord en prenant comme exemple les versants situés entre le Roc de Serviès (1575 m) et Orcières (1072 m) les formations superficielles d'origine froide ont été peu retouchées sauf autour des deux villages où elles sont intégrées dans des banquettes liées à l'érosion agricole. L'étagement hérité se lit donc clairement: dominante des formations gélifluées, cônes anciens vers 1070-1080 m, dépôts glaciaires vers 1280 m, grands remplissages glacio-gélifluidaux atteignant 1350-1300 m, tabliers de blocs au-dessus de 1450 m et figures de cryoturbations sur les plas sommitaux. L'étagement actuel est lui aussi net: la forêt atteint 1450-1480 m mais elle est coupée de vastes secteurs défrichés (les cultures sont possibles jusqu'à 1370 m); au-dessus de la forêt existe une frange à morphogenèse active: les retouches holocènes sont faibles; lorsque des matériaux sont déplacés, ils restent stockés sur le versant.

Au Sud, l'érosion anthropique a été si puissante que la plus grande partie des formations meubles héritées a été entraînée jusqu'aux talwegs principaux (sauf localement où elles sont stockées dans les banquettes anthropiques). La forêt semble capable d'occuper l'espace jusqu'à 1500 m; dans la frange à dynamiques actuelles les niches longitudinales descendent jusqu'à 1300-1350 m tandis que les phénomènes de fluage comme les blocs laboureurs sont pratiquement inexistants. (fig. 220)

Dans le Cantal l'étagement est plus simple et fait lui aussi apparaître un secteur à dynamiques vives en limite supérieure de forêt. L'étage forestier même lorsqu'il n'a pas conservé sa couverture ar-

borée ne monte guère au-dessus de 1500 - 1550 m : les formations superficielles d'origine froide y sont bien conservées et couvertes de sol épais. Au-dessus s'étend une étroite bande où l'on trouve les traces de morphodynamiques récentes (blocs laboureurs, tabliers de blocs à bourrelets), parfois actives (stries de parcours, niches de nivation). Plus haut, le versant n'est affecté que par quelques dynamiques vives de type écorchures de pelouse. En aucun cas les matériaux ne sont transférés jusqu'au pied du versant.

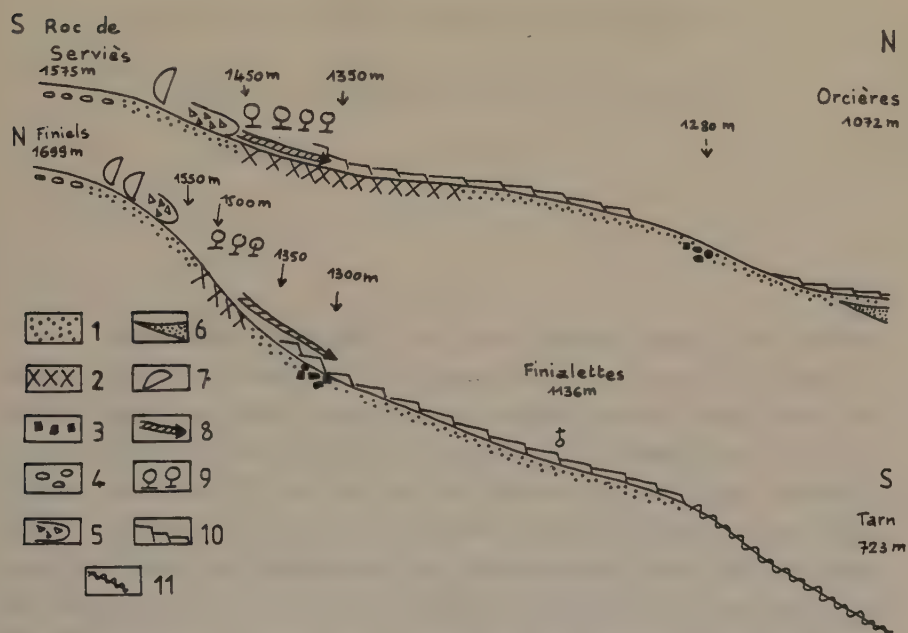


Fig. 220 : Représentation schématique de l'étagement morphodynamique dans le Massif du Mont Lozère.

1- formations gélifluées. 2- grands remplissages glacio-gélifluidaux
3- dépôts glaciaires. 4- figurations périglaciaires. 5- tabliers de blocs à bourrelets fluants. 6- cône fluvio-nival. 7- niche transversale. 8- niche longitudinale. 9- limite de forêt. 10- banquettes d'origine agricole.
11- versant dégradé par érosion agricole.

DEUXIEME PARTIE DU LIVRE IV :

L'INTERET D'UNE METHODE GEOMORPHOLOGIQUE PARTANT DE

L'ANALYSE DES BASSINS-VERSANTS ELEMENTAIRES.

Considérant l'ensemble des hautes terres cristallines et volcaniques du Massif Central, nous avons décrit des versants variés qui peuvent être considérés comme la plus petite unité d'espace ayant une vie propre et donc susceptible d'être un objet élémentaire d'étude. On peut se satisfaire de cet état de chose et arrêter toute prospection des formes du terrain à ce niveau d'étude. On risque, dans ce cas, de se priver de la connaissance des liaisons génétiques et dynamiques qui existent entre les unités d'espace élémentaires. Il faut donc procéder à une vision globale de l'évolution des modelés, c'est-à-dire faire apparaître les diverses possibilités d'assemblage entre les "constituants primaires" que sont les versants (s.s.). La difficulté est énorme.

I - RAPPELS SUR LES DIVERSES METHODES D'ETUDE GLOBALE DES FORMES DU TERRAIN.

L'aspect global de l'étude des formes du terrain a été envisagé en France dès la fin du XIXème siècle par G. de La Noë et E. de Margerie (1888). Les travaux de W.Penck (1924) font appel à cet aspect de la géomorphologie. Plus tard, J.Tricart (1965) a insisté sur la nécessité d'étudier les "interactions" et les "interdépendances" qui régissent l'évolution d'un modelé et donc sur le besoin d'études globales.

Aujourd'hui, les travaux sur le paysage considéré comme objet de science sont nombreux. G.Bertrand (1968 et 1974) et N.Beroutchachvili (1978) ont vulgarisé en France des idées développées en Union Soviétique par V.B.Sochava (1972). Pour G.Bertrand, le paysage est conçu comme "un système territorial naturel", doté d'une structure et d'un fonctionnement propres, que l'on peut ériger en véritable concept : le géosystème. Celui-ci se caractérise par une morphologie, un fonctionnement et un comportement qui lui sont propres ; il évolue en fonction de ses composants abiotiques et anthropiques. A la différence de l'écosystème des écologistes où les éléments vivants sont le moteur essentiel, le géosystème implique, en plus de la "vie biologique", un fonctionnement physique au sens étroit du terme. Son agencement spatial est fait d'une mosaïque de géofaciès, eux-mêmes produits par l'assemblage de géotopes. Cette méthode d'étude des paysages est extrêmement intéressante dans la mesure où elle considère globalement les phénomènes naturels, où elle s'attache à montrer les interrelations, la hiérarchie des ensembles et où elle permet de passer de simples descriptions du milieu naturel à une véritable "analyse systémique" conduisant à une taxonomie.

Nous n'avons pas pu employer cette méthode pour l'analyse des paysages des hautes terres du Massif Central pour plusieurs raisons. D'abord, il est délicat de cerner les limites des géofaciès dans les modelés granitiques les plus confus, extrêmement fréquents sur notre terrain ; or, en l'absence d'une définition spatiale précise des éléments de base, la méthode est d'usage incertain. Ensuite, appliquer intégralement "la science du géosystème" implique des moyens dont nous

ne disposions pas pour cette étude, surtout en fonction de l'étendue du terrain ; il faut pouvoir contrôler en permanence la succession des "états" du géosystème aussi bien en ce qui concerne les structures verticales (géohorizons) que les structures horizontales (géofaciès), ce qui demande des moyens techniques importants et sophistiqués. Enfin, notre but n'était pas d'expliquer le fonctionnement complet du paysage mais avant tout son aspect géomorphologique, bien que nous n'ayons pas oublié ce qu'il doit aux facteurs biotiques et anthropiques. Dans ces conditions, il nous a été impossible d'intégrer toute l'analyse des géosystèmes, mais la conception méthodologique de G.Bertrand nous a aidé à progresser dans notre réflexion.

Travaillant dans des milieux proches des nôtres, bien que situés plus haut en altitude, G.Soutadé (1974, 1975, 1976 et 1980) propose une démarche qui part d'une "étude géographique globale des formes et des processus actuels et qui remonte dans le temps". Il distingue dans les espaces supraforestiers qu'il étudie des cellules géographiques auxquelles il donne le nom "d'ensembles morphogénétiques". Il part de l'établissement d'un géotransect, notant en continu le long d'un profil les modifications du couvert végétal et du modelé, et en fonction de points fixes, toutes les morphodynamiques quelle que soit l'échelle du phénomène. En privilégiant les dynamiques, il montre comment "les processus se relayent" et comment s'établissent des "séquences de phénomènes dynamiques de nature différente" avec "l'apparition d'interférences et d'interactions d'un secteur à l'autre" ; il dégage ainsi une "cinématique" de l'espace qui permet de découvrir les interrelations, la solidarité fonctionnelle qui existe entre des parties apparemment sans lien. La toposéquence ou le bassin-versant sont le plus souvent trop étroits pour servir de cadre aux "ensembles morphogénétiques", lesquels s'étendent généralement de part et d'autre des crêtes en fonction de rapports morphodynamiques, comme par exemple le transport de la neige d'un versant sur l'autre par des vents violents et réguliers dans leur direction. En fonction des variations des diverses dynamiques, les "ensembles morphogénétiques" peuvent occuper des surfaces variables dans le temps, mais "cette mobilité (reste) ordonnée selon des "lignes de forces" qui, elles, sont relativement

constantes à l'échelle séculaire ou pluriséculaire". Ce n'est plus la définition des formes simples du modelé qui intéresse G.Soutadé, mais "l'enchaînement temporo-spatial des processus morphodynamiques" ; pour lui, "désormais l'effort taxonomique porte moins sur les unités physiologiques que sur le sens de la transformation", ce qui le conduit à créer de nombreux néologismes en raison de l'absence de références classiques.

La méticuleuse réflexion problématique de G.Soutadé est à coup sûr fructueuse pour l'ensemble de la géographie physique. Ce sont ses idées que nous avons eu constamment en tête chaque fois que, confronté aux modelés du Massif Central, nous nous sommes posé la question de savoir comment, en démontant les mécanismes, nous pouvions préciser leur fonctionnement. De nombreuses références aux travaux réalisés dans les Pyrénées orientales ont été données lors de l'étude des dynamiques actuelles. Toutefois, nous n'avons pas toujours pu appliquer telle quelle l'analyse des "systèmes morphogénétiques". Il y a à cela trois raisons :

- Les dynamiques actuelles sont moins fréquentes et actives sur notre terrain toujours situé en-dessous de 1800 m et souvent de 1500 m, qu'elles ne le sont dans l'étage supraforestier des Pyrénées orientales compris pour l'essentiel entre 1700-1800 m et 2700-2900 m ; elles ne peuvent donc pas être placées au point de départ de la réflexion.

- La couverture végétale est puissante et omniprésente dans le Massif Central et, sauf pour de rares petites portions d'espace, les "blesures" occasionnelles des versants sont trop vite cicatrisées pour servir de fil directeur à l'étude. Ainsi, la dialectique subtile entre modelé et végétation établie par G.Soutadé dans les Pyrénées ne peut, sur notre terrain, servir de base au raisonnement, sauf en de rares cas que nous avons développés.

- Enfin, le rôle de l'homme est plus important sur notre terrain et il s'agit d'un rôle direct, écrasant, dans la mesure où il intervient par les labours.

J.C.Wieber (1977) propose, lui aussi, une "appréhension globale des paysages au niveau des interactions entre composants". Partant du terrain et de l'étude très précise des microformes, il met au point un instrument d'étude faisant appel, pour l'analyse des données,

à l'emploi de techniques mathématiques, surtout à l'analyse factorielle des correspondances. En raison de l'échelle choisie pour notre travail, cette méthode ne nous a pas paru utilisable étant donné l'impossibilité de prendre en compte tous les paramètres.

D'autres recherches sur l'étude de l'aspect global des versants ont été conduites hors de France. Depuis une trentaine d'années les Anglo-Saxons se sont penchés sur le problème de l'analyse scientifique des modelés les plus compliqués. Ils ont tenté de décrire les formes du terrain selon des méthodes de plus en plus rationnelles, faisant appel à la morphométrie en se servant du versant comme élément de base. Ce dernier est découpé en sections ou facettes dont les caractéristiques sont bien précisées et chiffrées ; c'est la juxtaposition de ces sections qui, créant des systèmes de pente particuliers, confère au modelé son aspect original. Les dynamiques responsables de chaque portion de versant sont envisagées et discutées (L.C.King, 1953 ; R.A.G. Savigear, 1956 ; A.Young, 1964 et 1972 ; M.A.Carson et M.J.Kirkby, 1972). Le développement des techniques statistiques modernes, de l'analyse multivariée et l'usage de l'ordinateur ont permis de passer du quantitatif simple à l'élaboration de modèles (R.J.Chorley, 1972).

A.Young propose une méthode simple pour l'analyse des formes du terrain en recherchant les pentes - composants élémentaires à l'intérieur de bassins-versants ; après avoir repéré les rivières et les talwegs importants, il indique les interfluves principaux et secondaires, puis il divise les pentes en trois classes : les sections concaves des parties amont des vallées, les sections convexes des éperons de confluence et les versants des vallées proprement dites. Ainsi, il individualise les seuls versants qu'il pourra "modéliser". (fig. 221) Certes, l'idée du bassin-versant comme cadre d'étude doit être retenue, mais les exemples présentés par A.Young restent analytiques et simplifiés.

A l'Institut de Géographie de Cracovie, les chercheurs ayant à décrire, dans le Sud de la Pologne, un milieu géographique complexe avec beaucoup de variations de détail, ont mis au point une méthode

d'analyse, très proche de celle de G. Bertrand, en particulier grâce aux travaux de Z. Czeppe (1976). Ce dernier propose d'étudier et de cartographier à l'échelle du 1/25 000, ce qu'il nomme les "géocomplexes". Le géocomplexe est une unité géomorphologique génétiquement et spatialement individualisée correspondant à une forme simple de terrain caractérisée par des relations dynamiques entre les facettes qui la composent. Ces facettes peuvent être différentes par la pente, la composition, la nature du sol ou la végétation mais elles sont enchainées ensemble dans une unité fonctionnelle. Ces unités simples peuvent être un fond de vallon, un sommet de croupe, une vallée sèche, etc... Pour chaque géocomplexe les caractères morphométriques, morphodynamiques, morphogénétiques, l'environnement pédologique, hydrique, climatique et l'occupation humaine sont précisés.

En combinant les géocomplexes entre eux, Z. Czeppe délimite des unités territoriales plus grandes, les "terrains". Un "terrain" consiste en un groupe de géocomplexes unifiés par le même sous-sol, le même ensemble de formes, le même méso-climat et liés entre eux par une série de dynamiques. L'association de types de terrains permet ensuite de décrire des "micro-régions".

Le rappel bibliographique que nous venons de conduire, bien que rapide et non exhaustif, nous a permis de saisir l'ampleur du problème posé et de montrer quelques solutions envisagées. Aucune n'est directement et entièrement applicable à notre terrain, aussi avons-nous apporté notre propre réponse à la problématique posée par l'étude du modelé.



Fig . 221: Division d'un paysage morphologique en ses composants élémentaires, d'après A. Young 1964, repris 1972.
1- section concave des têtes de vallée
2- section convexe des éperons de confluence
3- versants (s.s.)

II - UNE METHODE D'ETUDE FONDEE SUR L'ANALYSE DES BASSINS-VERSANTS ELEMENTAIRES.

A- L'intérêt de l'étude des bassins-versants.

Pour riche que soit la notion de versant, elle se révèle incapable de témoigner de l'ensemble des aspects du fonctionnement du modelé. Pour atteindre cet objectif plus global, il faut prendre en compte tous les versants situés dans un même environnement et en particulier l'unité spatiale que forment deux versants situés en vis-à-vis par rapport à un talweg. Ainsi, se dégage peu à peu le besoin d'avoir recours à la notion de bassin-versant entendu au sens de "portion d'espace délimitée par des lignes de partage des eaux".

On note une correspondance exacte entre l'unité physique des bassins-versants et les volumes en creux séparés par des échines plus ou moins étroites qui sont objet d'étude privilégié dans un modelé de dissection poussé. On remarque en effet qu'à partir du moment où le réseau hydrographique s'est incrusté, où la première incision a été réalisée, toute l'évolution géodynamique s'est déroulée dans le cadre ainsi tracé comme dans une sorte de cage : creusement linéaire, abaissement progressif des versants, évacuation des matériaux...

A l'échelle moyenne, le bassin-versant élémentaire peut servir de base solide à l'étude des modelés dans la mesure où il est un cadre spatial bien défini et structurant comme les géosystèmes de G. Bertrand ou les géocomplexes de Z. Czeppe. Ses limites ont l'avantage sur les précédents d'être directement et sans discussion possible, visibles sur le terrain, ce qui est un argument scientifique de poids dans la mesure où on veut pouvoir étudier, comparer, classer, cartographier ou quantifier ; en outre, elles correspondent à des seuils morphodynamiques importants : naissance des phénomènes liés à la gravité et au cycle de l'eau à partir du sommet de l'interfluve, passage d'un transport transversal et local à un transport longitudinal et lointain dans l'axe du talweg. Le cadre du bassin-versant est structurant dans la mesure où il est assez vaste pour comprendre tous les composants élémentaires qui

font l'originalité du modelé de chaque région, en particulier tous les ensembles morphogéniques qui le ponctuent. Il permet non seulement de réaliser des transects, mais aussi de montrer les liaisons latérales existant entre chaque élément de détail. En outre, le bassin-versant a l'avantage d'être conditionné et de se calquer, le plus souvent, sur les données structurales majeures, ce qui permet, en l'étudiant, d'intégrer l'ensemble des facteurs responsables du façonnement progressif du modelé actuel. Enfin, l'intérêt du bassin-versant comme cadre d'étude en morphologie est de correspondre à une unité employée en hydrologie ce qui peut permettre de fructueuses comparaisons dans le domaine des processus élémentaires (transport en solution, écoulement hypodermique...)

Certes le cadre du bassin-versant ne prétend pas montrer comme le géosystème les paysages d'une manière globale tenant compte de tous les aspects abiotiques et biotiques mais il est suffisant pour permettre une bonne étude de l'évolution géomorphologique surtout si, prenant la précaution de regrouper les bassins-versants, on montre l'existence d'ensembles régionaux. Le recours au groupement de bassins-versants est, en outre, nécessaire chaque fois que l'on veut mettre l'accent sur les interfluves majeurs et chaque fois que les dynamiques élémentaires se déroulent à cheval sur deux unités comme par exemple la redistribution de la neige par le vent d'un versant à l'autre.

Ayant choisi le bassin-versant, il est important de préciser la taille optimale correspondant aux besoins de notre étude, compte tenu des renseignements qu'il peut fournir et des explications que l'on cherche. S'agissant d'immenses unités comme le Lot ou le Tarn dans leur traversée du Massif Central, ils représentent des bassins-versants trop vastes, intégrant trop de phénomènes dans l'espace et dans le temps pour que l'on puisse les démêler. A l'inverse, si l'on choisit un petit ravin à peine incisé, les phénomènes qui s'y déroulent sont à l'échelle d'un "système morphogénique" isolé, et ne peuvent témoigner pour l'ensemble de l'évolution. La taille la plus intéressante qui donne la meilleure idée de la disposition des volumes en creux et des volumes en saillie nous semble être celle d'un bassin-versant de premier ou de deuxième ordre, au sens que l'on donne en hydrographie à ces notions.

B- Etude d'un exemple simple.

Le bassin-versant des sources du Lot à l'amont du lieu-dit Le Peyrou (Le Bleymard : 714 ; 244,5) est représentatif des bassins-versants du flanc sud de la Montagne du Goulet entièrement taillés dans les micaschistes. Il s'agit de ce que l'on appelle communément un vallon en berceau, aux versants doux et aux têtes de sources légèrement aménagées en grandes niches de nivation. Il peut servir d'exemple simple.

Ce bassin-versant a la forme d'un quadrilatère grossier de 2,5 km de long sur 1,5 km de large (le Lot lui-même a une longueur de 3 km) (fig. 222). D'orientation méridienne, il s'appuie au Nord sur l'axe Ouest-Est du Goulet. Il est taillé dans un grand plan incliné vers le Sud qui forme tout le flanc sud de la Montagne du Goulet entre 1400 m et 1100 m d'altitude ; aucune trace de la surface de démarrage n'a pu être conservée dans des matériaux aussi fragiles que les micaschistes et, s'il existe quelques traces de replats, ces derniers n'ont qu'une valeur locale. L'incision du relief a créé une dénivellation de l'ordre de 300 m depuis la crête principale jusqu'à l'aval de la section considérée ; l'encaissement de la vallée est, compte tenu de l'abaissement des interfluves latéraux, de l'ordre de 100 m au tiers supérieur et de 70 à 90 m seulement vers l'aval. Le couloir est drainé par le Lot et deux vallons secondaires à écoulement non pérenne. Les versants du couloir principal sont convexes avec une très courte concavité basale, ce qui confère au vallon une forme de gouttière ; une légère dissymétrie se traduit par un redressement du versant à regard est. Le profil longitudinal est simple, légèrement concave avec un long secteur pratiquement rectiligne ; les vallons affluents sont des gouttières se raccordant sans rupture de pente à la vallée principale (fig. 222).

La roche, intensément cassée, diaclasée (maillage d'ordre centimétrique et décimétrique), n'affleure que dans de rares coupes artificielles ; partout, les versants sont couverts d'un épais manteau géliflué formé d'un matériel en vrac, matrice fine argileuse et éclats de roche, micaschistes et quartz (filonien ou d'exsudation), de taille variée mais généralement petits et dans un état de fraîcheur variable,

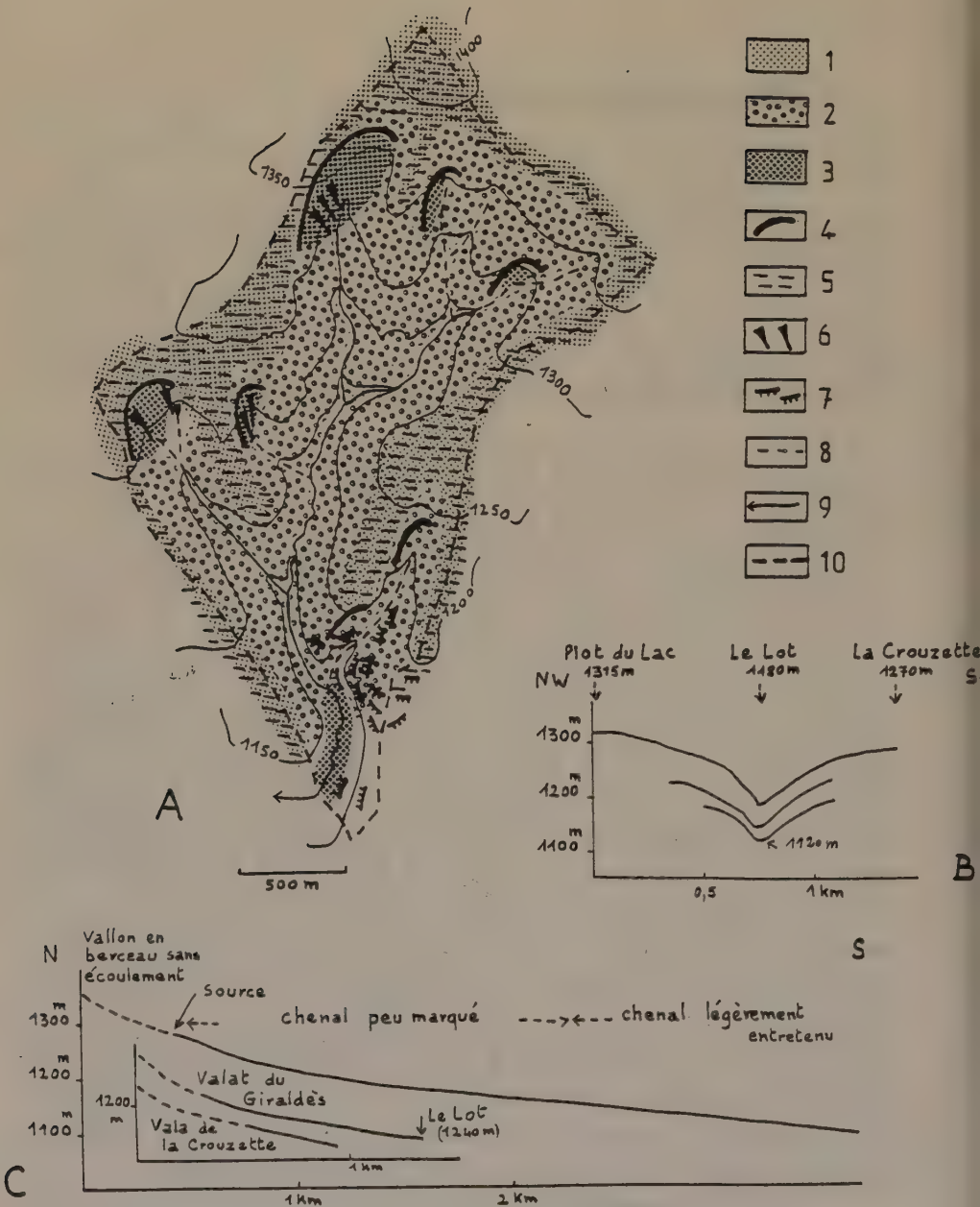


fig. 222 : Le bassin-versant élémentaire des sources du Lot.

A- organisation d'ensemble. B- coupes transversales successives.

C- profil longitudinal de la vallée supérieure du Lot et de 2 de ses affluents.

- 1- formations gélifluées minces. 2- formations gélifluées épaisses de versants pentus. 3- formations gélifluées épaisses de fond de talweg et de niche. 4- Pente forte liée à des phénomènes de nivation hérités. 5- évolution par creep, terrassettes et pelouse écorchée. 6- ravinements actuels. 7- banquettes agricole. 8- chenal à écoulement intermittent. 9- chenal à écoulement permanent. 10- limites du bassin-versant.

le plus souvent sains et aux angles vifs. Ce manteau, continu sur l'ensemble des versants, présente de légères variations d'épaisseur selon sa position topographique sur les différentes portions élémentaires de versants. Sur les sommets d'interfluves principaux et les rares éléments de replats servant d'interfluves secondaires, c'est une légère pellicule de 20 à 30 cm au maximum ; sur les sections rectilignes, l'épaisseur devient de plus en plus grande, dépassant le mètre en atteignant le fond du berceau ; à l'amont, les creux formés par les têtes de vallons sont bourrés par plusieurs mètres de ces matériaux (4 à 5 m) ; enfin, vers l'aval, la vallée s'élargit et son fond est tapissé par un mètre environ de cette formation légèrement remaniée avec quelques blocs un peu émoussés (angles tombés) et de rares secteurs lavés mais sans tri véritable.

On sait que ce type de formation héritée témoigne par sa structure d'une mise en place de période froide sur des versants très peu couverts par la végétation. La répartition permet de retracer le détail des dynamiques :

- ablation et transport dans une sorte de creep généralisé sur les sommets.
- ablation, transport et accumulation sur le versant, avec brassage des matériaux rendu possible par la forte teneur en eau du sol.
- colmatage puissant des têtes de vallons, lié à la présence de congères de neige.
- écoulement longitudinal "pâteux" au fond du couloir principal en raison de l'abondance accrue de l'eau et des matériaux fins.
- légère redistribution par les eaux concentrées à l'aval.

On saisit ainsi, par l'étude de la répartition d'une formation superficielle héritée, les relations dynamiques qui existent entre les différentes "facettes" du bassin-versant et le rôle privilégié joué par le talweg en tant que chenal évacuateur des matériaux.

C'est aussi en considérant l'ensemble du bassin-versant que l'on fait mieux apparaître les étapes de l'évolution géomorphologique. On se rend compte que la couverture gélifluée, bien que généralisée, n'est qu'une retouche morphogénique très faible, n'ayant modifié les versants que sur une épaisseur voisine du mètre, sans doute légèrement variable

selon les secteurs. L'essentiel du volume en creux est donc à mettre en relation avec des morphogenèses antérieures qui, on le sait, se sont exercées entre le Néogène et le Quaternaire moyen. Le volume en creux obtenu se lit plus facilement car, au lieu de tenir compte d'un seul versant, on peut se servir de tous les interfluves comme marqueurs.

De même, le réaménagement dissymétrique du versant par les dynamiques froides se marque plus clairement dans le cadre du bassin-versant. Seules les têtes de vallons ouvertes face au Sud-Est, c'est-à-dire localisées à l'abri des vents de Nord-Ouest ont été retouchées et présentent un versant redressé : on reconnaît là le rôle de la neige. La petite dissymétrie ainsi créée, transposée dans une échelle de temps plus longue, permet de comprendre la dissymétrie d'ensemble qui caractérise le vallon principal : vallons affluents plus nombreux, secteurs amont du versant plus redressés en rive droite qu'en rive gauche.

Enfin, les dynamiques actuelles s'inscrivent elles aussi dans le cadre du bassin-versant. De faible importance, elles doivent beaucoup aux interventions humaines. Sur le versant affecté par la suralimantation neigeuse, le ruissellement concentré crée des ravinements qui entaillent les épais dépôts géliflués hérités. Le chenal emprunté par le Lot, tout à fait inadapté à la largeur du vallon, n'est entretenu qu'à l'aval, à partir de 1150 m. Le ruisseau coule toujours sur un lit d'alluvions. La végétation (graminées, joncs, carex, arbres) arme puissamment les berges, mais les crues, fréquentes, sont capables d'arracher de gros paquets sur les bords du ruisseau. L'homme intervient constamment dans cette évolution surtout par le biais du bétail qui, venant boire, piétine et modifie complètement les rives.

Les sommets d'interfluves, surtout ceux qui ont subi autrefois un important pâturage, connaissent un déplacement lent des débris avec lavage des fines. Dans les secteurs étroits où la lande épaisse et les reboisements ne protègent pas encore les sols, on peut reconnaître des "écorchures de pelouse" et de petites terrassettes.

Enfin sur les versants les plus bas (moins de 1200 m) une importante érosion agricole existe dans les champs cultivés. Elle conduit à la création de petites banquettes bloquant des débris sur le versant ; parfois, lors de gros orages, les matériaux fins sont exportés jusqu'au Lot, puis au-delà du bassin-versant étudié.

Notons qu'à la différence des dynamiques froides héritées les dynamiques actuelles n'occupent pas tout l'espace du bassin-versant.

Après une telle étude, on se rend compte qu'un bassin-versant aussi simple que celui du Lot supérieur, cache en réalité de multiples aspects. Il est formé de composants élémentaires qui doivent être définis comme une portion d'espace affectée par une ou des dynamiques et une certaine durée du phénomène. Chacun de ces éléments a sa propre vie, mais ils ont entre eux des liaisons permanentes actuelles et passées. Le vallon principal doit son existence à un lointain héritage morphologique ayant créé le sillon, mais sa dynamique longitudinale de période froide était conditionnée par l'apport de matériaux solides et liquides venant des versants (s.s.), des vallons affluents et des niches de l'amont ; en dehors de ces liaisons, il n'aurait pas eu de fonctionnement propre.

Les vallons secondaires dont les parties amont sont réaménagées en niche ont eu aussi une dynamique "personnelle" de type gélifluxion conduisant au bourrage du fond mais leur fonctionnement impliquait qu'une partie du remplissage s'évacue vers le collecteur principal qui, de ce fait, était nourri en matériaux fins et en eau. Les liaisons entre éléments voisins sont ainsi établies.

Le moteur des liaisons est assuré pour une large part par l'eau en percolation plus ou moins rapide dans les sols, les formations superficielles et les joints de la roche-mère ; en cheminant d'un "réservoir hydrologique" à l'autre (au sens donné par R.Lambert, 1975), l'eau illustre parfaitement la logique des interrelations existant entre les différents constituants du modelé. Puisque en terrain cristallin cette partie du cycle de l'eau, aussi bien le ruissellement en surface que la circulation "intradermique", se déroule en entier dans le volume du bassin-versant, le cadre de ce dernier nous semble bien choisi pour étudier l'évolution des formes.

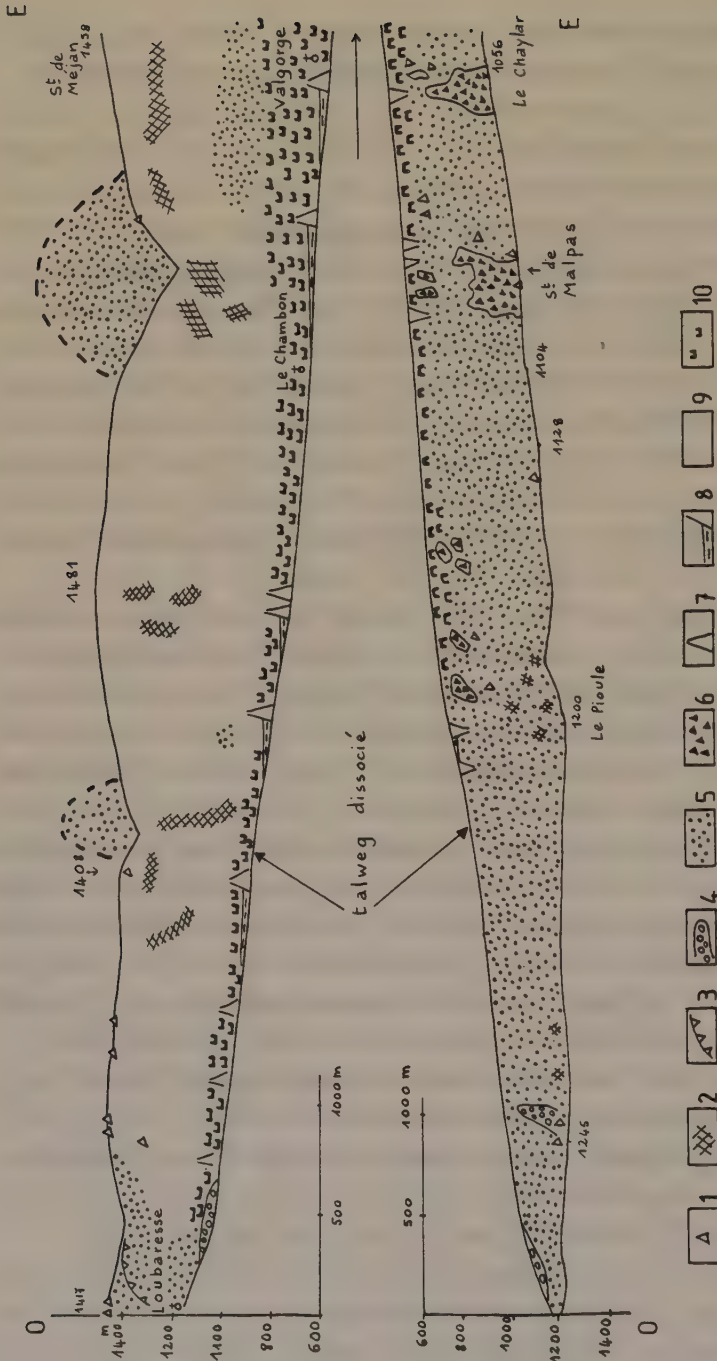


Fig. 223: Représentation schématique des deux versants de la vallée de la Baume à Valgorge.

- 1 tors - 2 chicanes rocheuses - 3 ébauche de cirque - 4 remplissages de type glacier couvert -
 5 formation gélifluée à blocs - 6 tabliers de blocs - 7 cône de déjection - 8 accumulations
 longitudinales en arrière des cônes - 9 versant nu, à roche apparente, sauf localement - 10 réaménagement
 anthropique du versant (en général terrasses aujourd'hui abandonnées).

III - APPLICATION AUX ENSEMBLES REGIONAUX.

L'intérêt d'une méthode qui dépasse le cadre de la simple étude des versants apparaît nettement avec l'exemple de la vallée de Valgorge (Tanargue) considérée dans son ensemble. Cette vallée, orientée d'Ouest en Est, est taillée, nous l'avons vu, dans des migmatites gneissiques très hétérogènes en raison d'un diaclasage varié, de filons nombreux et même de changements dans la composition chimique (présence ou non de cordiérite). On peut considérer que l'hétérogénéité étant partout la même, elle n'intervient que pour les microformes et par conséquent que les versants développés en rive droite et en rive gauche de la Baume le sont dans des conditions identiques. Nous pouvons donc procéder à leur comparaison. L'analyse de la représentation schématique des deux versants dissociés selon le talweg (fig. 223) permet de faire apparaître les grands contrastes qui opposent ces deux versants :

- en rive gauche, le versant est pratiquement nu et présente des tors et des chicots rocheux ; une couverture de formations superficielles d'origine froide n'existe que tout à l'amont et dans la région de Valgorge ainsi qu'à l'emplacement des grands cônes de déjection ; tout le bas du versant a été réaménagé pour une utilisation agricole (parcelles cultivées).

- en rive droite, les formations superficielles héritées ont été conservées (remblaiements de type glacier couvert, tabliers de blocs, formations gélifluées) ; les actions anthropiques transformant directement le versant n'affectent que sa partie inférieure.

On pourrait se contenter d'une telle analyse mais cela revient à considérer les deux versants opposés comme de simples plans inclinés présentant les caractères que nous venons de rappeler, ce qui simplifie beaucoup trop les faits. En réalité, chacun des deux grands versants est formé de petits plans élémentaires qui se regroupent pour donner des bassins-versants d'ordre 1. Une fois tracés ces bassins-versants (fig. 224), on peut se livrer à des remarques fructueuses :

- le nombre des bassins-versants élémentaires est à peu près identique en rive droite et en rive gauche, mais leur disposition est

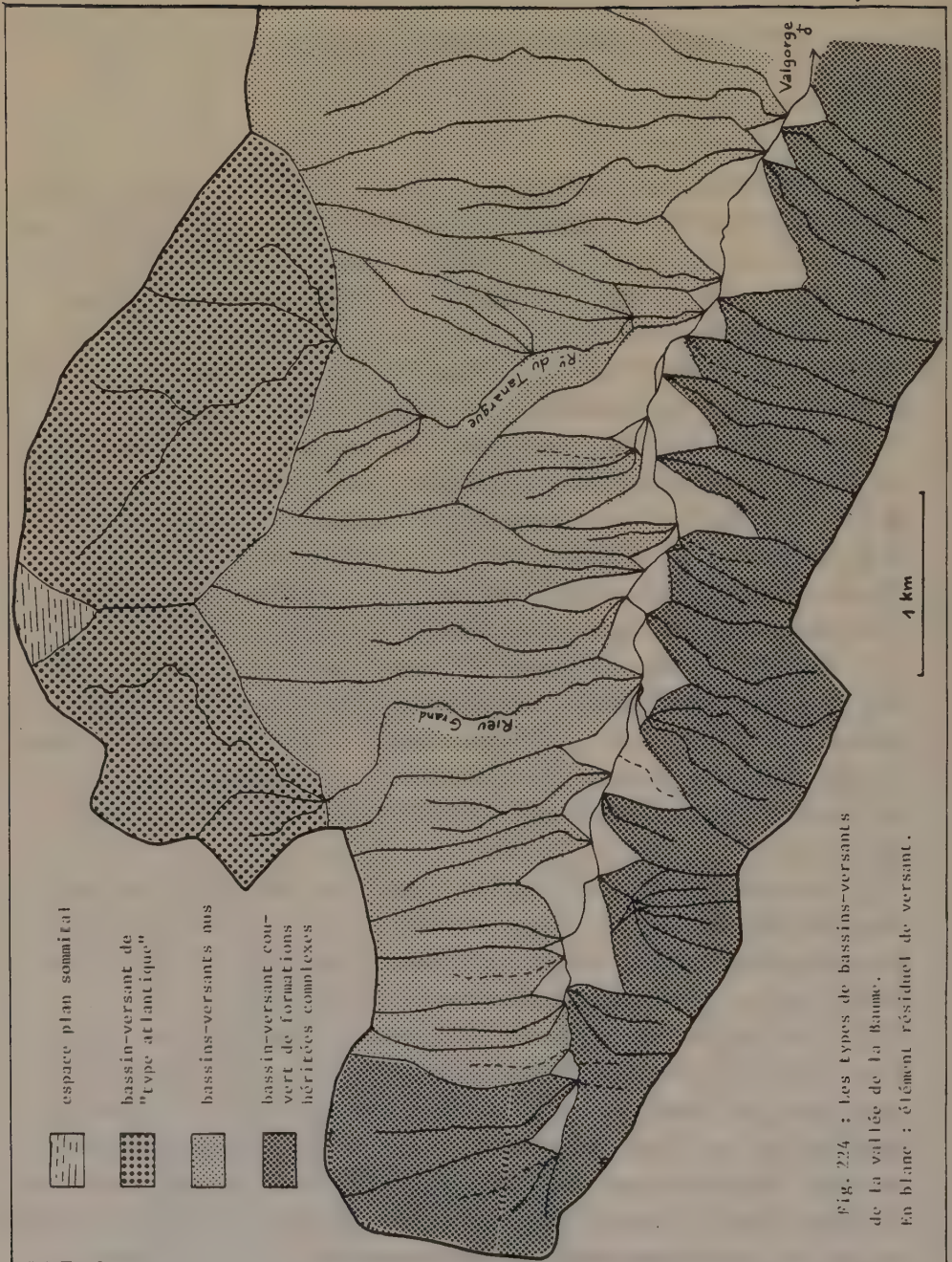


Fig. 224 : Les Types de bassins-versants de la vallée de la Baume.
En blanc : élément résiduel de versant.

légèrement différente. En rive droite, l'écartement d'interfluve à interfluve est de l'ordre de 250 m tandis qu'en rive gauche il est voisin de 300 à 350 m ; deux bassins-versants d'ordre 2 ou 3, ceux du Rieu Grand et du ruisseau du Tanargue, ont un écartement encore supérieur atteignant 500 m. La localisation de chacun des talwegs et leur aspect rectiligne dépendent étroitement des conditions structurales : présence de fractures méridiennes, orthogonales à la cassure principale suivie par la vallée de la Baume.

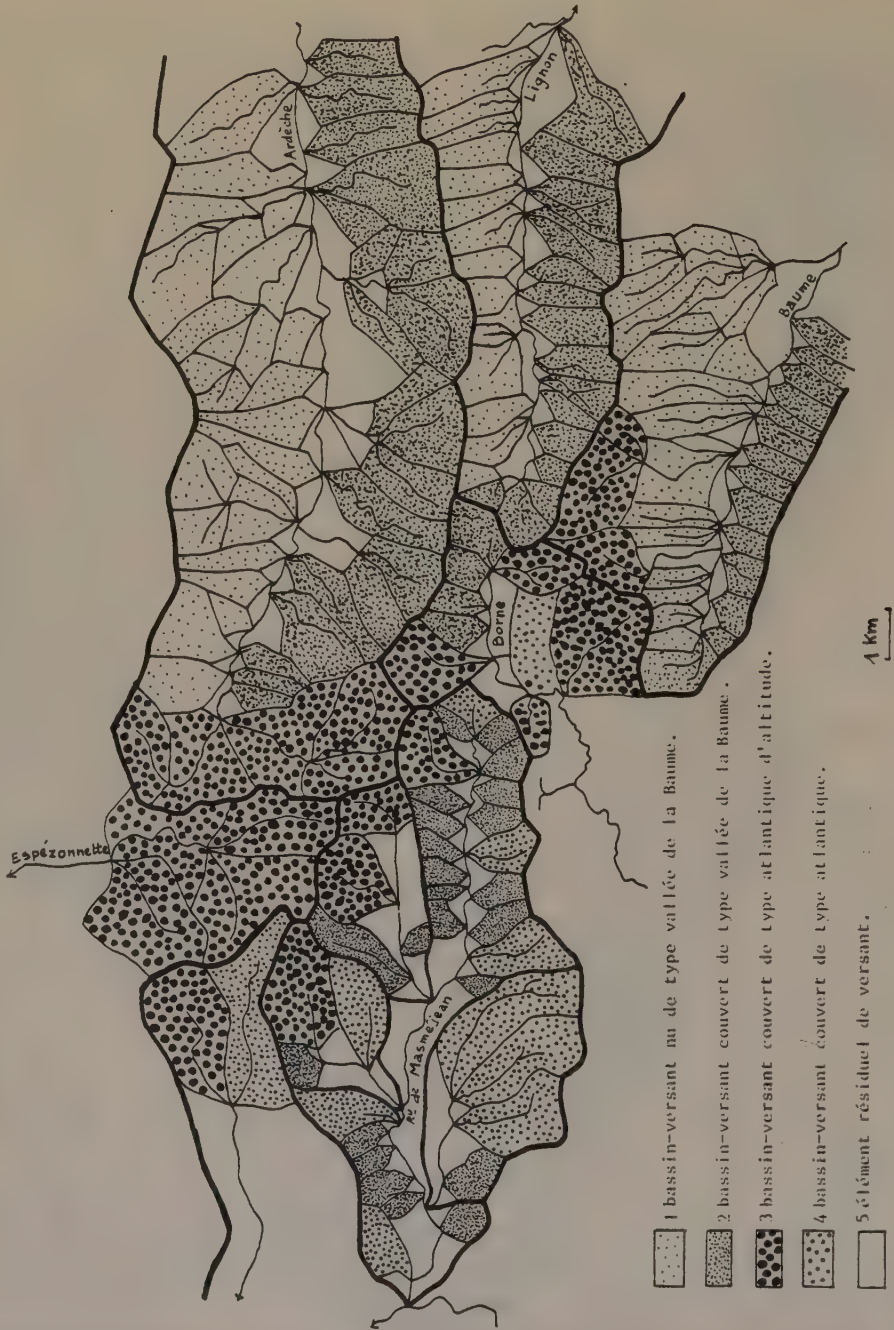
- les bassins-versants élémentaires sont tous du type étroit, allongé, à pente forte (de 20 à 30° en moyenne). En rive gauche, ce sont des sortes de chenaux ou gouttières à section triangulaire, aux versants symétriques : l'amont découpé comme un bassin de réception aux nombreuses ravines, présente des tors, des chicots rocheux, tandis que l'aval est entièrement occupé par des cônes de déjection ; entre les deux, la roche affleure presque partout. En rive droite, la forme d'ensemble est la même mais le versant est partout couvert et l'amont a souvent évolué en petits cirques. Les caractères morphologiques de ces bassins-versants dépendent étroitement des conditions morphogéniques qui ont régné ici depuis la dernière période froide.

- ces bassins-versants occupent presque tout l'espace et c'est leur organisation en éléments jointifs qui forme la vallée de la Baume, elle-même organisme de type bassin-versant d'un niveau scalaire supérieur. Avec ce bassin-versant de deuxième ordre, on voit apparaître le fonctionnement du talweg principal, chargé d'évacuer les matériaux. Ici, l'évacuation est réduite puisque les accumulations longitudinales subsistent encore en grande partie, mais par leur présence, elles témoignent bien du rôle unificateur joué par ce chenal principal.

Entre les bassins-versants de premier ordre demeurent de petites portions d'espace qui fonctionnent comme un versant simple, sans double pente : ils ont le plus souvent un aspect triangulaire ; à nu en rive gauche, ils possèdent en rive droite un épais revêtement de formations gélifluées ; sur les plus grandes peuvent s'inscrire de petits chenaux, parfois de véritables tabliers d'éboulis ou des aménagements anthropiques. On peut caractériser cette partie d'espace qui n'appartient ni au talweg ni aux bassins-versants d'ordre 1, comme un "élément résiduel" de versant.

- une complication importante réside dans le fait qu'en rive gauche deux bassins-versants, affluents de la Baume, sont complexes étant d'un

fig. 225: Les types de bassins-versants dans la région du Tanargue



ordre supérieur à l'ordre 1. Composites, ils sont formés à l'amont de bassins-versants élémentaires qui se différencient par leur dessin grossièrement arrondi et une épaisse couverture de dépôts géliflués. Ces bassins-versants appartiennent à un type que l'on peut qualifier de "Tanargue atlantique" même si leurs eaux s'écoulent vers la Méditerranée. On saisit par cet exemple le supplément d'informations qu'apporte l'étude du bassin-versant par rapport à l'étude du seul versant : en ne tenant compte que du versant rive gauche de la Baume (défini dans un sens large habituel) il aurait été difficile de percevoir la dualité de sa composition. Et pourtant, ce "chapeau atlantique" au-dessus du versant méditerranéen joue un rôle important sur les morphodynamiques, ne serait-ce qu'en régulant l'écoulement des deux ruisseaux qui en sont issus ; ainsi s'explique leur écoulement pérenne tandis que, de part et d'autre, la plupart des ruisseaux tarissent en été. Plus avant dans le temps, c'est l'abondance des matériaux issus de ce cadre qui explique le volume des cônes hérités situés en pied de versant.

A l'échelle régionale, la répartition des modelés et leur imbrication se lit aussi parfaitement en étudiant l'agencement des familles de bassins-versants élémentaires, une fois ces derniers bien définis. La figure 225 montre, au Tanargue, les oppositions entre la partie atlantique et la partie méditerranéenne et, dans chacune des parties, la répartition des constituants primaires.

Quatre types de bassins-versants élémentaires peuvent être distingués :

- de petits bassins-versants, de forme allongée, presque entièrement nettoyés de leurs formations superficielles, semblables à ceux que nous avons notés en rive gauche de la Baume ;
- de petits bassins-versants de même forme mais ayant conservé toutes leurs formations superficielles, identiques à ceux de la rive droite de la Baume ;
- de grands bassins-versants de forme arrondie, bien couverts de matériaux meubles et correspondant à ce que nous avons noté pour le Riou Clar ;
- enfin, de grands bassins-versants de forme allongée moyennement couverts, de type atlantique.

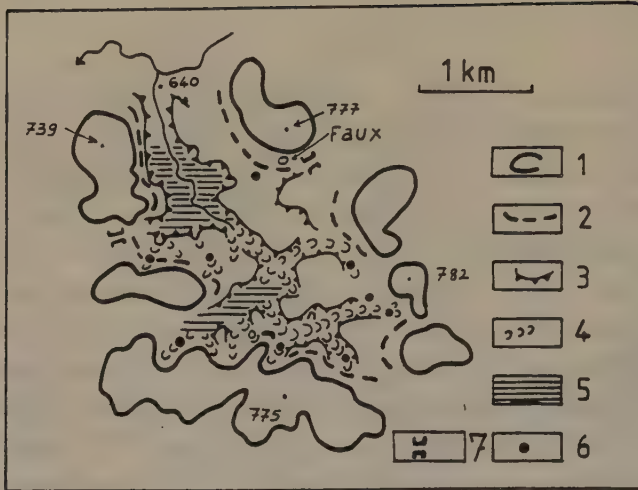


Fig. 226 : Croquis géomorphologique du bassin-versant du ruisseau de la Feuillade, près de Faux-la-Montagne.
Même légende que la figure 227.

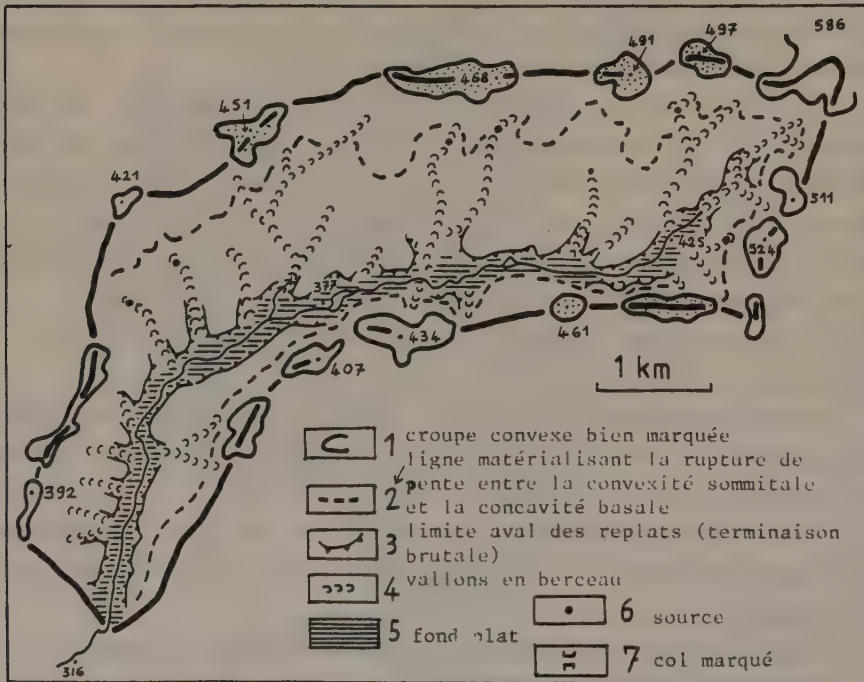


Fig. 227 : Croquis géomorphologique du bassin-versant du ruisseau de Baillot.

La ligne continue matérialise les limites du bassin-versant ; les pointillés correspondent aux lambeaux non démantelés de la surface de démarrage.
Noter l'importance des replats en rive droite.

L'agencement de ces bassins-versants fait bien apparaître l'opposition milieux à morphogenèse méditerranéenne / milieux à morphogenèse atlantique. La limite entre les deux ne correspond pas à la séparation des eaux : tous les espaces plans du haut Tanargue bien que "tournés" hydrologiquement vers le Rhône connaissent et ont connu des morphodynamiques de type atlantique avec empâtement des versants.

Pour illustrer l'intérêt de la méthode, on peut prendre un autre exemple, en Limousin où, nous l'avons déjà montré, les versants s'opposent en deux grands types : celui de la Montagne et celui des plateaux. L'étude de deux bassins-versants représentatifs pris dans chacune des deux régions permet d'affiner cette opposition (B.Valadas, 1982).

L'alvéole de Faux-la-Montagne est représentatif des bassins-versants élémentaires de la Montagne (fig. 226). De taille moyenne (2 x 3 km), il présente en plan une forme trapue, sorte de trapèze. Taillé dans des granites à cordiérite et des granites porphyroïdes, il est creusé d'environ 120 m : les cloisons sont formées de lourdes croupes convexes jointives (de 739 à 782 m) ; un niveau de replats, surtout développé en rive droite, domine de 20 à 30 m la petite plaine qui occupe le talweg ; des vallons en berceau à pente longitudinale forte unissent les petits cols entre les croupes et le fond plat.

Partout le bassin-versant est recouvert de formations superficielles gélifluées en place sur les sommets et les secteurs à pente forte ; remaniées dans le cadre de banquettes agricoles sur les pentes les plus faibles et les replats. Le talweg est colmaté par ces mêmes formations, surmontées d'horizons tourbeux. Cette disposition des héritages commande la répartition des sols : des rankers cryptopodzoliques du sommet des croupes, on passe aux sols bruns acides des replats, puis aux sols hydromorphes et aux tourbes véritables des fonds de cuvette. Hydrologiquement, l'ensemble fonctionne comme un impluvium aux capacités modestes : du fait de la faiblesse du réservoir constitué par les cloisons, le niveau des sources pérennes se situe en contrebas des replats, le long des petits vallons en berceau ; les tourbes et les colluvions du talweg sont au contraire un excellent réservoir dont l'engorgement est quasi-permanent.

Sur les plateaux, le bassin-versant du ruisseau de Baillot, à l'Est de Saint-Léonard, présente des caractères très opposés à ceux du bassin-versant de Faux-la-Montagne (fig. 227). Sa forme d'ensemble est allongée

(8 x 2 km) et il est peu creusé (70 à 80 m). Entièrement taillé dans des roches métamorphiques, sauf à l'Est où les granites expliquent les hautes croupes, il est composé de versants longs et doucement convexo-concaves, recouverts par des formations superficielles peu épaisses et ce n'est que le long du talweg que le colmatage peut atteindre 1 m d'épaisseur. Les sources apparaissent sur le versant plus haut que dans le cas précédent et leur débit est plus régulier.

Ainsi la simple comparaison de deux bassins-versants élémentaires nous fournit davantage de renseignements que l'étude des versants pris isolément : les relations entre versants disposés en vis-à-vis, l'originalité de chaque agencement font mieux apparaître les modelés régionaux. Dans l'exemple limousin, le modelé de la Montagne se décompose en une multitude de bassins-versants élémentaires jointifs, du type de celui de Faux-la-Montagne, et le modelé des plateaux correspond à un assemblage de bassins-versants ressemblant à ceux du ruisseau de Baillot. Dans les deux cas, la taille de chacun des bassins-versants qui constituent l'ensemble peut varier, mais les grands traits se répètent avec régularité tant en ce qui concerne la forme d'ensemble que les formations qui les recouvrent. La cartographie des deux types de bassins-versants permet de tracer avec une grande précision la limite entre les deux familles de "paysages morphologiques du Limousin".

Dans une région au relief disséqué où les formes du terrain sont diverses et difficiles à appréhender, le bassin-versant élémentaire peut donc être considéré comme le plus petit objet d'étude structurant l'espace. C'est pourquoi il nous a paru intéressant d'en amorcer l'étude, après celle du versant envisagé isolément. Cependant nous n'avons fait ici que jeter les bases d'une méthode dont la mise au point devra être poursuivie.

CONCLUSION GENERALE

Sur les hautes terres cristallines et volcaniques du Massif Central français, les morphodynamiques récentes, venant après le "fait glaciaire" ou en imbrication avec celui-ci, ont imprimé leur marque sur les versants en deux épisodes que nous nous sommes efforcé de mettre en valeur :

- *les morphodynamiques périglaciaires ont affecté tout l'espace étudié et ont contribué à la mise en place d'un manteau quasi général de formations superficielles ;*
- *les morphodynamiques actuelles se sont exprimées différemment dans l'étage supraforestier où l'emprise de l'homme demeure diffuse, et dans les parties plus basses où les pratiques agricoles ont modifié plus nettement l'aspect des versants.*

L'étude des phénomènes périglaciaires nous a permis, au-delà de la présentation des principaux processus, d'aborder les aspects régionaux de la répartition des formes et des formations. Nous avons pu ainsi intégrer le Massif Central "dans une régionalisation du périglaciaire" de l'Europe de l'Ouest, régionalisation maintes fois souhaitée par R. Raynal. Lors de l'épisode würmien le plus froid, le Massif Central dans son ensemble devait appartenir aux régions à pergélisol discontinu, le froid étant nettement plus marqué dans l'Est et le Sud-Est que dans le Nord-Ouest.

A l'intérieur du massif, la mosaïque des évolutions régionales doit être nuancée selon plusieurs paramètres : le plus important est le gradient climatique qui existe entre la façade atlantique du Nord-Ouest et les aspects méditerranéens du Sud-Est ; même s'il y a entre les deux une "bataille d'influences" au droit de la Margeride, on peut constater facilement que l'influence atlantique se fait sentir loin vers le Sud-Est, sur tous les hauts sommets, jusqu'en bordure de la "façade méditerranéenne" (haut Tanargue, haut Velay oriental). C'est qu'en fait, à côté du paramètre climatique, intervient le paramètre topographique et que, là aussi, existe un gradient important entre les hautes terres cévenoles (s.l.) fortement dissymétriques avec des versants orientaux redressés contrastant avec leurs homologues occidentaux longs et doux, et les hauts plateaux du Limousin aux contrastes peu marqués ; de ce fait, les influences

méditerranéennes s'atténuent très vite une fois la corniche cévenole franchie. A ces deux premiers paramètres s'ajoute le paramètre lithologique : rien de commun en effet dans les réactions vis-à-vis des morphodynamiques froides entre le granite du Mont Lozère ou de Margeride et les empilements hétérogènes de matériaux volcaniques du Cantal ; de nombreuses formations présentent une lithodépendance, en particulier les arènes déplacées. On comprend dans ces conditions les difficultés d'une régionalisation précise.

Dans la mesure où le facteur climatique est prépondérant, bien des traits communs apparaissent dans les retouches périglaciaires d'une partie à l'autre de l'étude : c'est ainsi que les arènes fauchées et/ou litées surmontées par des formations gélifluées à blocs se retrouvent partout, à l'intérieur de la formation lithologique qui permet leur naissance, de la Montagne limousine à la Margeride, au Mont Lozère et au Tanargue ; les nuances régionales dans les faciès ne sont indicatrices que de modestes variations dans l'intensité du froid ou de l'humidité.

Les formations très riches en blocs (éboulis, éboulis flués, tabliers de blocs) fournies par une cryoclastie active s'exerçant au détriment de parois vives sont, elles, beaucoup plus dépendantes des conditions morphostructurales. Elles se rencontrent surtout dans les massifs les plus élevés (Cantal, Mont Lozère, Velay oriental). La distribution spatiale de formes spécifiques comme les "protalus ramparts" est étroitement liée aux conditions topoclimatiques. Les "rivières de pierres" que l'on peut rapprocher des glaciers rocheux n'apparaissent que dans les milieux les plus continentaux et les plus secs, du Velay oriental au Mont Lozère, chaque fois que la lithologie a pu fournir un matériel très hétérogène.

Les phénomènes périglaciaires apparaissent dans leur ensemble comme une retouche morphologique modeste. Cependant cette retouche revêt une grande importance, non seulement pour les dynamiques naturelles ultérieures, mais aussi en ce qu'elle a conditionné l'évolution hydrique et pédologique ; autant de traits fondamentaux pour l'installation humaine. On comprend aisément que l'homme ne puisse utiliser de la même façon un tablier de blocs à structure open work et une formation gélifluée pourtant contigus sur le même versant ; des nuances importantes existent aussi dans les possibilités d'utilisation entre deux formations gélifluées suivant la plus ou moins grande teneur en blocs ; de même, la présence

de fragipan peut être un handicap difficile à surmonter.

L'étude des morphodynamiques actuelles d'origine naturelle, essentiellement appliquée à l'étage supra-forestier, permet de caractériser l'évolution des parties hautes d'une moyenne montagne tempérée, océanique. C'est surtout la frange située en limite de forêt, dans la partie défrichée par l'homme, qui connaît les évolutions les plus marquées. Là encore, le facteur climatique est important et les morphodynamiques les plus agressives sont localisées sur la bordure méditerranéenne (Mont Lozère, Tanargue, Velay oriental). C'est toujours au départ la présence de la neige et surtout celle des congères tardives qui est fondamentale ; le ruissellement l'emporte nettement dans les massifs du Sud-Est. La combinaison des processus conduit à la création de petites déchirures dans la pelouse, déchirures isolées au milieu des vastes espaces bien couverts de végétation, en apparente biostasie. La transformation des versants est faible.

Nous mettons là en évidence un étage à système morphogénique cryonival qui se calque à la fois sur la partie inférieure de l'étage sub-alpin des biologistes et sur la partie supérieure de l'étage forestier. Il n'y a donc pas un parallélisme exact entre les étages bioclimatiques originels et les systèmes morphogéniques tranchés ; l'extension du système morphogénique cryonival sur deux "étages" s'explique par l'intervention de l'homme qui a modifié leurs caractères originaux. La frange forestière ainsi créée présente une limite inférieure en mosaïque dépendant des conditions topoclimatiques ; vers le haut, les dynamiques de type haute montagne sont absentes.

Les morphodynamiques actuelles qui s'exercent dans les régions cultivées ont beaucoup plus contribué à transformer les versants. Les matériaux des champs mis à nu subissent les effets de processus (gel-dégel, ruissellement) qui, sans l'action culturale, resteraient potentiels. Le rôle protecteur de la couverture végétale est ici souligné *a contrario*.

Si le profil d'ensemble des versants n'est pas modifié, leur surface est en général un remodelage à l'échelle de la parcelle : le haut du champ est érodé, le bas reçoit une importante accumulation et des banquettes de hauteur métrique peuvent y être créées. Les plus belles constructions d'origine anthropique se sont développées sur granite, le

phénomène étant moins marqué sur les terrains métamorphiques et volcaniques. Sur les versants méditerranéens raides et soumis à des violences climatiques les matériaux déplacés par érosion anthropique ne peuvent pas être stockés sur le versant. Ils sont transportés jusqu'au talweg, ce qui conduit à une dégradation poussée du milieu avec remobilisation et évacuation presque complète des formations superficielles héritées.

Ainsi, si les morphodynamiques récentes ne sont pas responsables du profil d'ensemble des versants qui est pour l'essentiel hérité de périodes plus anciennes, ce sont elles qui lui confèrent le "cachet" final, par de nombreuses modifications de surface ; ces modifications s'avèrent, en définitive, fondamentales dans la mesure où ce sont elles qui conditionnent les principaux paramètres écologiques qui font l'originalité de chaque milieu et définissent sa potentialité biogéographique.

Une vue synthétique de l'évolution des versants dans un milieu aussi disséqué que le Massif Central nous oblige à proposer une méthode d'étude globale prenant le bassin-versant élémentaire comme objet. Il nous a paru qu'ainsi les différentes interrelations se dégagent mieux et qu'à l'échelle régionale les familles de modelés apparaissent plus clairement. La méthode n'est ici présentée que sommairement ; des travaux ultérieurs seront nécessaires pour une mise au point définitive.

Au terme de ce travail, notre vœu le plus cher serait d'avoir fait progresser la connaissance des milieux géographiques des hautes terres du Massif Central français. Nous espérons avoir mis en évidence l'originalité d'une moyenne montagne cristalline et volcanique dont les versants sont fortement marqués par des morphodynamiques périglaciaires héritées et où l'essentiel de l'évolution la plus récente se fait au travers de la mise en valeur agricole. Puisse cette étude être prolongée par d'autres, plus précises et quantifiées, à base d'études stationnelles ou de parcelles expérimentales, de façon à faire ressortir toutes les nuances que le choix d'une échelle moyenne ne nous a pas permis de présenter ici.

RÉSUMÉ

LES HAUTES TERRES DU MASSIF CENTRAL FRANÇAIS : contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur versants cristallins et volcaniques.

Le but de l'étude est de mettre en valeur les morphodynamiques récentes sur versants cristallins et volcaniques dans le Massif Central français. Le cadre géographique choisi correspond à une longue diagonale qui s'étend du Limousin aux hautes terres cévenoles (Mont Lozère, Tanargue) en passant par le Cantal, la Margeride et le Velay oriental : il s'agissait au départ d'avoir un clivage croisé entre des régions structurellement variées et des régions soumises à des conditions climatiques diverses. L'étude est conduite à la fois à l'échelle des grandes unités de relief pour permettre une régionalisation des phénomènes chaque fois que cela est possible, et à l'échelle de détail, celle des versants, des ensembles morphogéniques, de façon à illustrer par des exemples précis chaque type d'évolution. Dans tous les cas, les morphodynamiques sont étudiées en relation avec leur environnement, ce qui permet d'envisager une étude globale du milieu.

Le premier Livre consiste, après avoir posé la problématique d'ensemble, à rappeler la nature des grands ensembles morphostructuraux qui constituent le bâti de l'étude. Pour chacun des massifs, les grands traits de leur morphologie ont été présentés à partir des données déjà connues et de nos propres observations : notre volonté a été de dégager pour chacun d'eux les grands types de versants. On peut ainsi mettre en évidence une opposition fondamentale entre des versants convexo-concaves aux formes douces et simples et des versants irréguliers coupés de corniches ou chicots rocheux : les premiers présentent toujours une bonne couverture de formations superficielles ; les seconds possèdent localement des parois nues.

Dans le second Livre est mise en évidence la part des formes et formations d'origine périglaciaire dans les modelés. Il est d'abord précédé à un rappel des grands processus concernant :

- la mobilisation des altérites sur les versants à pente modérée ("arènes fauchées et/ou litées", "convois à blocs").
- l'évolution des versants raides à corniches.
- les dynamiques liées à la neige et aux glaces résiduelles.

Pour le premier point, l'étude des structures et des microstructures laissées par la glace de ségrégation se révèle fructueuse dans la compréhension des dynamiques qui ont affecté les couvertures arénacées en période froide. Arènes fauchées et/ou litées et formations limoneuses à blocs témoignent de deux dynamiques différentes : les premières sont le résultat d'une cryoreptation provoquée par de nombreuses alternances de gel/dégel ; les secondes nécessitent une véritable gélifluxion.

Le deuxième point est abordé à partir de l'étude du détachement des matériaux : décohésion, éboulement, désagrégation granulaire, cryoclastie. Sont ensuite présentés les principaux types de formations : la rareté des éboulis de gravité simple est rappelée ; l'importance des éboulis assistés (éboulis flués avec bourrelets et/ou coulées de blocs) est montrée sur les plus hauts massifs (Cantal, Mont Lozère, Tanargue) ; enfin, une place est faite aux tabliers de blocs amorphes, champs de blocs isolés au milieu d'espaces couverts de formations gélifluées.

Le troisième point précise les processus responsables de la création de formes spécifiques que nous décrivons : les niches de nivation, les encoches de versants et les chenaux de fonte liés à des névés s'observent avec une grande fréquence ; les "cirques de nivation" intermédiaires entre le cirque glaciaire et la simple niche de nivation apparaissent plus originaux ; les phénomènes de pied de parois comme les "protalus ramparts" et les croissants de névés, étroitement localisés au fond des cirques, ne se rencontrent que dans le Cantal ; enfin, des "rivières de pierres" que l'on peut assimiler à des glaciers rocheux jalonnent certains versants du Sud-Est de notre domaine.

Après ce rappel sur les grands processus les observations régionales sont développées massif par massif ; ceux-ci sont classés selon un gradient climatique qui va des massifs qui ne furent pas englacés

où les phénomènes périglaciaires eurent une longue durée, vers ceux qui furent englacés tardivement où les phénomènes périglaciaires se déroulèrent pendant une courte période. Pour chaque région, les formes et les formations sont examinées et un tableau proposant une chronologie relative est établi. Les résultats ainsi obtenus permettent une synthèse. La chronostratigraphie proposée fait apparaître pour la Dernière Période froide (Würm) deux grands épisodes aux caractères légèrement différents :

- au Pléniglaciaire moyen, froid et humide, on peut relever une province englacée (grands massifs volcaniques), une province à la limite englacement/dynamiques périglaciaires (Mont Lozère, Tanargue, Velay) avec création de grands cônes de déjection et enfin des provinces à conditions périglaciaires (Limousin, Nord de la Margeride) ;

- le Pléniglaciaire supérieur est sans doute plus froid, ce qui se marque par un englacement important des grands massifs volcaniques, vraisemblablement du Mont Lozère aussi, par la présence de "glaciers rocheux" dans le Sud-Est et par l'omniprésence des phénomènes de gélifluxion du Limousin au Tanargue en passant par la Margeride.

- Quant au Tardiglaciaire, il se caractérise par des conditions encore froides avec des glaciers de cirques et des névés dans le coeur du Cantal, ailleurs des phénomènes de nivation et une cryoclastie encore active (Tanargue, Velay) ; mais progressivement les versants se stabilisent, avec des décalages régionaux. La référence à des épisodes anciens (Riss) est faite mais avec moins d'assurance.

Les modifications apportées aux formes d'ensemble des versants par des dynamiques périglaciaires apparaissent peu importantes en volume mais leurs résultats sont fondamentaux dans la mesure où, par la répartition des formes et surtout des formations, c'est toute l'évolution ultérieure tant hydrique que pédologique qui est conditionnée ; par conséquent, c'est toute l'activité humaine qui en dépend : à chaque formation héritée correspond un terroir dont les qualités sont inhérentes aux caractères de cette formation.

Le troisième Livre aborde l'étude des morphodynamiques actuelles. Parmi elles, les morphodynamiques directement influencées par l'exploitation du milieu par l'homme (champs cultivés) ont été séparées des

morphodynamiques qui affectent les espaces supraforestiers où, certes, l'homme intervient, mais d'un poids moins fort.

Cette étude est précédée d'un rappel sur les principaux processus actuels d'érosion, ce qui permet de présenter les grands paramètres bioclimatiques régionaux. Une géographie de la neige dans le Massif Central est proposée, en insistant sur deux sources d'information importantes : l'apport des images obtenues par satellite (NOAA 5 et TIROS N) et les relevés réalisés au sol qui permettent de suivre l'évolution du couvert neigeux pendant l'année nivologique ; à cela s'ajoute la mise en évidence à l'échelle d'un versant, des étapes du déneigement et de la localisation des principales congères tardives. Le tableau synoptique de l'enneigement facilite les comparaisons régionales, ce qui éclaire non seulement tous les phénomènes actuels liés à l'enneigement mais permet aussi de comprendre la plupart des paléoévolutions tant glaciaires que périglaciaires.

Les processus d'érosion liés aux alternances gel-dégel sont traités ensuite. L'accent est mis plus particulièrement sur la cryoclastie pour laquelle des expériences ont été réalisées au Laboratoire de Géomorphologie de Caen ; les comparaisons avec les observations de terrain sont établies.

Enfin, la part de l'eau dans l'évolution des versants est précisée, non seulement en ce qui concerne le ruissellement, mais aussi dans la mesure où sa présence conditionne les processus de type solifluxion, coulées boueuses, glissements de terrain. L'impact morphogénique des fortes précipitations qui se sont abattues les 20 et 21 septembre 1980 en Velay est envisagé.

Les modelés et les dynamiques actuelles des versants supraforestiers sous faible influence humaine sont présentés ensuite à partir des exemples régionaux du Mont Lozère, du Tanargue, du Mézenc et du Cantal. Ainsi est mis en relief l'intérêt d'un étage situé immédiatement en limite supérieure de forêt, dans la partie où celle-ci a été volontairement abaissée par l'homme, étage dans lequel se concentre la plupart des dynamiques rencontrées. Ces dynamiques s'organisent le plus souvent dans de petits milieux conditionnés par les congères de neige les plus tardives ; les divers processus ne s'exercent jamais seuls mais plutôt en relais et combinaisons de processus : la cryoclastie s'exerce en priorité sur le rebord des plages ouvertes dans la pelouse par la

présence tardive de la neige et le ruissellement intervient lui aussi préférentiellement dans le même micromilieu ; les processus actuels sont différents des processus würmiens mais ils sont souvent conditionnés par la présence des héritages ; seuls des espaces réduits sont affectés, ce qui conduit à une légère irrégularisation de détail du modelé des versants.

Les morphodynamiques actuelles directement conditionnées par l'intervention humaine affectent les versants cultivés situés à des altitudes plus basses. Il convient d'opposer les versants à rupture de pente d'origine anthropique et les grands versants dégradés de la bordure méditerranéenne. Dans le premier cas, le versant est coupé par de grandes banquettes situées à l'aval de chaque parcelle, banquettes qui retiennent les matériaux mis en mouvement selon des processus naturels après chaque labour (ruissellement). Un exemple pris en Limousin est étudié en détail ; la répartition du phénomène avec les nuances régionales est envisagée. Dans le second cas, la violence des averses est telle que, sur des pentes fortes, les matériaux remobilisés sont transportés jusqu'au talweg. Dans les deux cas, cela conduit à un important remodelage de la surface des versants. A conditions morphostructurales égales, il existe un gradient marqué dans la dégradation d'origine anthropique des versants entre le Limousin et le Mont Lozère : sur granite "les versants complètement décharnés" apparaissent dès l'extrême Sud de la Margeride et sont omniprésents au Tanargue et au Mont Lozère en orientation sud.

Le quatrième Livre permet d'envisager une réflexion sur la notion de versant (en tant que partie d'espace élémentaire) et les systèmes de versants. Une synthèse sur les grands types de versants du Massif Central est d'abord fournie, puis est proposée une méthode géomorphologique partant de l'analyse des bassins-versants élémentaires. Après un bref rappel sur les diverses méthodes d'étude globale des formes du terrain, l'attention du lecteur est attirée sur l'intérêt qu'il y a à partir de l'entité physique représentée par les bassins-versants élémentaires. Un exemple simple est d'abord étudié, puis des exemples régionaux sont donnés à diverses échelles de façon à faire ressortir les

agencements locaux de modelés. Dans une région au relief aussi disséqué que le Massif Central, la méthode nous a paru le meilleur moyen d'approcher la connaissance des formes du terrain dans une perspective d'étude globale. En plus de son intérêt purement géomorphologique, elle permet de jeter une sorte de pont entre la géographie physique et la géographie rurale dans la mesure où elle fournit à cette dernière des paramètres écologiques indispensables à la connaissance des milieux locaux.

Conclusion :

Par l'étude des morphodynamiques récentes dans les hautes terres du Massif Central nous espérons avoir fait progresser la connaissance des milieux géographiques des moyennes montagnes tempérées.

Cependant, nous savons que beaucoup de problèmes ont été, chemin faisant, posés et non résolus. C'est ainsi que de nombreuses études seront encore nécessaires pour affiner la régionalisation des processus périglaciaires, en particulier pour tout ce qui touche à la remobilisation des couvertures arénacées dans un environnement froid. Nous espérons que les analyses effectuées à échelle moyenne dans le présent ouvrage seront un guide utile pour réaliser le choix judicieux qui s'impose dans les études stationnelles et les études sur parcelles expérimentales à conduire ultérieurement.

INDEX

Les nombres renvoient aux numéros de pages.

Arènes remaniées : 131-161 ; 227-256 ; 282-291 ; 310-311 ; 340 ; 347-350 ; 352-362 ; 367 ; 376-388 ; 444-450.

Avalanches : 520-523.

Banquette agricole : 610-611 ; 655-659 ; 755-788.

Blocs laboureurs : 591-592 ; 655-659 ; 726.

Buttes gazonnées : 531-534.

Bassin-versant : 823-838

Cantal : 109-122 ; 397-428 ; 701-744.

Cirque de nivation (grands remplissages sommitaux) : 200-205 ; 311-312 ; 347-349 ; 369 ; 454-457.

Cônes fluvio-glaciaires ou fluvio-nivaux : 337-339 ; 368.

Coulées de blocaille : 741-743.

Croissant de névés : 209-211.

Cryoclastie : 163-169 ; 451 ; 534-539 ; 571-575 ; 693-694.

Cryoclastie expérimentale : 540-559.

Cryoturbation : 253-254.

Déchirure de pelouse (écorchure de pelouse) : 659-660 ; 682 ; 722-723 ; 738-741.

Désagrégation granulaire : 165.

Eboulement : 164-165 ; 594-603 ; 729-730.

Eboulis assistés (éboulis flués) : 172-189 ; 293 ; 309-310 ; 421 ; 454.

Eboulis de gravité : 170-172 ; 309-310 ; 410 ; 452-454.

Eboulis ordonné : 345-346.

Ecorchure de pelouse (voir déchirure de pelouse).

Ejection : 350-351.

Etage supraforestier : 629-630 ; 633-673.

Etagement : 814.

Fente de gel : 259-262.

Gel (climatologie) : 561-570.

Gel du sol : 530-531.

Glace de ségrégation : 144-161.

Glaciers couverts : 303-307 ; 335.

Glaciers rocheux ("rivières de pierres") : 211-213 ; 275-282 ; 312-317 ; 370-371 ; 454 ; 461.

Glissements de terrain : 727-729.

Groizes : 258-259 ; 291 ; 365.

Guirlandes de blocs : 660-661.

Hêtraie : 624.

Holocène : 619-623.

Limite supérieure de forêt : 665-666 ; 679-680 ; 724-726.

Limousin : 17-51 ; 217-268 ; 777-779.

Margeride : 53-74 ; 153-161 ; 269-301 ; 779-782.

Modelés en terrains métamorphiques : 35-37.

Modelés granitiques : 37-44 ; 70-73.

Mont Lozère : 75-86 ; 363-396 ; 634-673 ; 782-783.

Neige : 464-526.

Neige (épaisseur du manteau) : 494-511.

Niche de nivation (actuel) : 512-520 ; 641-654 ; 662-665 ; 701-716 ; 734-738.

Niche de nivation (héritage) : 197-200 ; 262-263 ; 293 ; 388-396 ; 462.

Pipkrake : 527-530.

Plas sommitaux : 634-641.

Pléniglaciaire moyen : 265-266 ; 299 ; 330 ; 354 ; 431-434.

Pléniglaciaire supérieur : 266-268 ; 299 ; 330 ; 354 ; 434-435.

Pluviosité : 577-587.

Protales rampart : 207-209 ; 409 ; 456.

Ravinement : 667-671 ; 683 ; 695-699.

Ravinement historique : 789-790 ; 792-793.

Restauration des versants : 796-799.

Riss : 436-437.

Ruissellement : 586-589.

Solifluxion : 589-594.

Stries de parcours : 592-594 ; 680.

Structures et microstructures (glace de ségrégation) : 144-161 ; 237-256 ; 289-291 ; 295-297 ; 357-360 ; 376-388 ; 459-460.

Tabliers de blocs : 189-190 ; 256-258 ; 340-345.

Tanargue : 87-96 ; 333-362 ; 675-691.

Tardiglaciaire : 268 ; 301 ; 330 ; 355 ; 417-419 ; 427-428 ; 435-436.

Télédétection : 467-491.

Terrassettes : 694-695.

Thermoclastisme (effet des incendies) : 794.

Tourbières : 619-623.

Velay : 97-108 ; 303-332 ; 603-617 ; 691-700.

Versant (notion de) : 805-807.

Versants convexo-concaves : 808-812.

Versants hétérogènes : 106-108 ; 123-124 ; 813.

BIBLIOGRAPHIE : MASSIF CENTRAL (1)

- Adnot-Chastenet de Géry R., 1979. - *Evolution géodynamique de la partie orientale du Mont Lozère*. Mémoire de Maîtrise de Géographie dirigé par J.Joly, Université de Paris VII.
- Alibert M.Fr., 1973. - *Les confins du Limousin et du Périgord entre Thiviers et Excideuil, étude géomorphologique*. Mémoire de Maîtrise, Université de Limoges, 139 p. dactyl.
- Arbos Ph., 1922. - Le glaciaire dans le Massif Central français. *Rev. Géogr. alp.*, t. X, 481-487.
- Arbos Ph., 1932. - *L'Auvergne*. Ed. A.Colin, Paris, 224 p., 10 fig.
- Aurousseau P., 1976. - *Morphologie et genèse des sols sur granite du Morvan*. Thèse Doc. Ing., Rennes, 210 p. multigr.
- Autran A. & Peterlongo J.M., 1979. - Le Massif Central. Livret-guide. *Rev. Sci. Nat. Auvergne*, vol. 45, 123 p.
- Baeckeroot G., 1957. - Le système niche-coulée et son rôle dans le modelé (Monts de Lacau et Sidobre de Castres). *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, n° 265-266, 41-47.
- Baeckeroot G., 1951. - Observations préliminaires sur des formes quaternaires d'origine climatique dans la Montagne Noire occidentale. *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, n° 214, p. 34.
- Baldit A., 1950. - Quelques résultats climatologiques sur la température du Mézenc (maison forestière, altitude 1535 m). *Bull. Soc. Acad. du Puy*, t. XXIX, 36-40.
- Baudière A., 1970. - *Recherches phytogéographiques sur la bordure méridionale du Massif Central français (les Monts de l'Espinouse)*. Thèse Sciences, Montpellier.
- Baulig H., 1928. - *Le plateau central de la France et sa bordure méditerranéenne*. Thèse Lettres, Paris, Ed. A.Colin, 592 p.
- Beaujeu-Garnier J., 1952. - A propos du modelé périglaciaire du Limousin. *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, n° 228, 128-133.
- Beaujeu-Garnier J., 1953. - Le modelé périglaciaire dans le Massif Central français. *Rev. Géomorphol. dyn.*, 251-281.
- Beaujeu-Garnier J., 1954. - Essai de morphologie limousine. *Rev. Géogr. alp.*, fasc. 2, 269-302.
- Beaulieu J.L. de, 1969. - La végétation dans les Alpes méridionales et le Massif Central pendant le Tardiglaciaire et le Postglaciaire. *Et. Franç. Quatern.*, VIII Congrès INQUA, 124-126.
- Beaulieu J.L. de, 1969 b. - Analyses polliniques dans les Monts de l'Espinouse (Hérault). *Pollens et Spores*, t. XI, 83-96.
- Beaulieu J.L. de, 1974. - Evolution de la végétation sur la bordure montagneuse cévenole au Postglaciaire, d'après les pollens. *Bull. Soc. langued. Géogr.*, t. VIII, fasc. 3-4, 347-358.
- Beaulieu J.L. de, 1976. - La végétation pendant le Postglaciaire dans le Massif Central et les Alpes méridionales. In : *La Préhistoire française*, t. II, sous la direction de J.Guilaine, Ed. du CNRS, 59-66.

(1) Les abréviations utilisées sont celles de la Bibliographie géographique internationale.

- Beaulieu J.L. de & Evin J., 1972. - Analyses polliniques et datages ^{14}C dans les Monts de Lacaune (Tarn). *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 274, 3531-3534.
- Beaulieu J.L. de & Gilot E., 1972. - Végétation holocène du Mont Lozère. Analyses polliniques et datages. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 274, 1641-1644.
- Beaulieu J.L. de & Pons A., 1979. - Les peuplements peu productifs du Parc National des Cévennes. Chap. I - Recherches pollenanalytiques sur l'histoire de l'action humaine dans la région du parc national des Cévennes. *Annales du Parc National des Cévennes*, 1, Florac, 101-128.
- Beaulieu J.L. de & Reille M., 1978. - Nouvelles analyses polliniques de sédiments tardiglaciaires et holocènes du Cantal (Massif Central français). *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 287, Série D, 73-76.
- Bel F., 1975. - Les relations agriculture-écologie. Une modélisation des évolutions en Lozère. *Economie rurale*, n° 110, 16-28.
- Berger E., 1975. - Dynamique et pétrologie du volcanisme récent du Vivarais - Caractères particuliers des appareils de la Vestide du Pal et du Chambon (Ardèche, France). *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 281, 507-510.
- Berger E., Brousse R. & Maury R.C., 1975. - Age récent ($11\,700 \pm 270$ BP) des dernières éruptions du Vivarais. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 280, 419-422.
- Billard A., Dejou J., Guyot J. & Morizet J., 1971. - Analyses polliniques des sols. Un exemple : les sols bruns acides à faciès humifères d'Eymoutiers-Peyrat le Château (H.V.) comparés à quelques tourbières voisines. *Bull. Assoc. fr. Etud. Quatern.*, 3, n° 28, 181-194.
- Blache J., 1931. - A propos des formes glaciaires du Cantal. (correspondance à la suite de la note d'A.Meynier, 1930 : Sur quelques formes glaciaires des vallées cantaliennes). *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, n° 46, 1-3.
- Blais S., 1972. - Contribution à l'étude géologique du massif du Cantal. *Géologie du Carladéz*. Thèse de 3^{ème} Cycle, Orsay, 148 p. ronéo.
- Blais S., Maury R. & Brousse R., 1971. - Contribution à l'estimation des vitesses de creusement des cours d'eau au flanc des coulées basaltiques. *Publication de l'Institut de Géographie de Clermont-Ferrand*, fasc. 43, 3-16.
- Blanchard R., 1910. - Esquisse géographique du Vivarais. *Revue du Vivarais*, t. XVIII, 489-512, 537-550, 585-607, 648-655.
- Boisse de Black Y., 1921. - Sur les "frane" de la vallée de la Cère. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 121.
- Boisse de Black du Chouchet Y., 1951. - Les glaciations de l'Auvergne - Massifs du Cantal, Cézallier, Monts Dore. *Etude géographique et géologique*. Impr. Moderne, Aurillac, 1 vol., 135 p.
- Bomer B., 1954. - Le relief du Limousin septentrional. *Mémoires et Documents du CNRS, Paris*.

- Bonfils P. & Moinereau J., 1971. - Différenciation des sols sur granite de la bordure orientale du Massif Central en Ardèche. *Bull. Assoc. fr. Et. Sols*, n° 5, 11-24.
- Bonnefond S.C., 1979. - Observations sur l'évolution des versants d'une vallée volcanique du Cantal. *Publication de l'Institut de Géographie de Clermont-Ferrand*, 53, 91-96.
- Boule M., 1892. - *Description géologique du Velay*. Thèse Sciences et *Bull. Soc. Géol. fr.*, n° 28, t. V, 260 p.
- Boule M., 1895. - Les glaciers de l'Auvergne (Pliocène et Quaternaire). *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 121, 837-839.
- Boule M., 1896. - Topographie glaciaire en Auvergne. *Ann. Géogr.*, t. V, n° 2, 277-296.
- Bourdin L., 1898. - Le Vivarais, essai de géographie régionale. *Ann. Univ. Lyon*, fasc. 37, 264 p.
- Bout P., 1951. - Sols géométriques actuels en Velay. *C.R. som. Soc. Géol. Fr.*, n° 12, 195-196.
- Bout P., 1953. - L'érosion des reliefs phonolithiques et basaltiques de la Haute Loire depuis le dernier glaciaire. *Mélanges géographiques offerts à Ph. Arbos, Publication de l'Institut de Géographie, Fac. Lettres, Clermont-Ferrand*, 91-102.
- Bout P., 1960 a. - De la basse terrasse aux faits morphologiques actuels dans le Velay et la région de l'Allier supérieur. *Rev. Auvergne*, t. 74, n° 1, 1-28.
- Bout P., 1960 b. - *Le Villafranchien du Velay et du bassin hydrographique moyen et supérieur de l'Allier*. Thèse, Impr. J.d'Arc, Le Puy, 350 p.
- Bout P., 1966. - Histoire géologique et morphogenèse du système Velay SE - Boutières - Coiron. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, fasc. 3, vol. 8, 225-251.
- Bout P., 1969. - Datations absolues de quelques formations volcaniques d'Auvergne et du Velay et chronologie du Quaternaire européen. *Rev. d'Auvergne*, t. 83, n° 4, 289-302.
- Bout P., 1970. - Problèmes du volcanisme : brèches d'explosion et dépôts de versants périglaciaires. *Rev. d'Auvergne*, t. 84, n° 1, 43-45.
- Bout P., 1970 b. - Absolute ages of some volcanic formations in the Auvergne and Velay chronology of the European Pleistocene. *Paleogeography, Paleoclimatology*, 8, 95-106.
- Bout P., 1971. - La contribution du Massif Central volcanique à la chronologie du Quaternaire européen. In : *Symposium J. Jung. Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français*. Plein Air Service Ed., Clermont-Ferrand, 511-527.
- Bout P., 1873. - *Itinéraires géologiques et géomorphologiques en Haute-Loire*. Impr. Watel, Brioude, 287 p.
- Bout P., 1974. - Le périglaciaire du Massif Central de la France. *Rev. Auvergne*, t. 88, n° 1, 49-75.
- Bout P., 1975. - Le périglaciaire du Massif Central de la France. *Buyl. Perygl.*, Lodz, n° 24, 187-210.

- Bout P., Derruau M. & Fel A., 1960. - Utilisation des cônes et coulées volcaniques du Massif Central français pour évaluer le recul des versants cristallins. *Z.Geomorphol. Suppl.* 1 : *Morphologie des versants*, 133-139.
- Bout P. & Goer de Herve A. de, 1976. - Le volcanisme préquaternaire, pléistocène et holocène dans le Massif Central français. In : *La Préhistoire française, t. I : Les civilisations paléolithiques et mésolithiques de la France*. Publié à l'occasion du IX^e Congrès de l'U.I.S.P.P. (Nice), CNRS Ed., vol. 1, 304-310.
- Bout P., Valadas B. & Veyret Y., 1976. - Les limons quaternaires et les dépôts de pente dans le Massif Central. In : *La Préhistoire française, t.I : Les civilisations paléolithiques et mésolithiques de la France*. Publié à l'occasion du IX^e Congrès de l'U.I.S.P.P. (Nice), CNRS Ed., vol. 1, 271-274.
- Bout P. & Veyret Y., 1976. - Les dépôts lacustres dans le Massif Central. In : *La Préhistoire française, t. I : Les civilisations paléolithiques et mésolithiques de la France*. Publié à l'occasion du IX^e Congrès de l'U.I.S.P.P. (Nice), CNRS Ed., vol. 1, 188-190.
- Bouyssou L., 1971. - Les montagnes cantaliennes du XVII^e au XVIII^e siècle. In : *L'Aubrac, t. 2, Ethnologie historique*. CNRS Ed., 257-274.
- Bozon P., Derruau M., Reffay A. & Valadas B., 1980. - La moyenne montagne, essai de définition, milieux physiques, typologie. *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, 57, n° 468-469, 157-172.
- Braun-Blanquet J., 1923. - *L'origine et le développement des flores dans le Massif Central de la France*. 282 p.
- Braun-Blanquet J., 1953. - Essai sur la végétation du Mont Lozère. *Bull. Soc. Bot. fr.*, t. C, 46-59.
- Bresoles P., 1967. - Contribution à l'étude de la végétation du Mont Lozère. *Rev. Gévaudan, Bull. Soc. Lettres, Sciences, Arts, Lozère*, n° 13, 72-95.
- Breuilh M., 1977. - *Géomorphologie d'une bordure de massif ancien : le Confolentais*. Mémoire de Maîtrise, Université de Limoges, 161 p. dactyl.
- Briquet A., 1911. - Sur la morphologie de la partie médiane et orientale du Massif Central. *Ann. Géogr.*, XX, 30-43 et 122-142.
- Brousse R., 1972. - Notice de la carte géologique de Riom-ès-Montagne.
- Brousse R. & Horgues M., 1969. - Le volcan du Montcineyre, l'un des plus récents d'Auvergne. *C.R. Acad. Sci., Série D*, t. 269, 1835-1838.
- Brousse R. & Lefèvre C., 1966. - Nappes de ponces du Cantal et du Mont Dore. Leurs aspects volcanologiques, pétrographiques et minéralogiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, VII, t. 8, 223-245.
- Brun A., 1971. - *Les applications de la palynologie à l'étude dynamique du massif volcanique du Mont Dore*. Thèse Sciences, Paris, 244 p.

- Brun A., 1973. - Recherches sur le Quaternaire ancien dans le Massif Central. Application de la géodynamique au Plio-pléistocène du Massif Central. *Le Quaternaire. Travaux français récents*. IX^e Congrès INQUA, Christchurch, 31-37.
- Brun A., 1974. - Dynamique des différents ensembles volcaniques du massif du Mont Dore. Paléoclimatologie. *Bull. Assoc. fr. Etud. Quatern.*, n° 38, fasc. 1, 55-60.
- Buzin J.M., 1979. - *Le bassin supérieur de l'Isle (Bas-Limousin, Périgord vert) : étude géomorphologique*. Mémoire de Maîtrise, Université de Limoges, 191 p. dactyl.
- Cacoye M.P., 1972. - *Les formations superficielles des plateaux autour de Limoges*. Mémoire de Maîtrise, Université de Limoges, 141 p. dactyl.
- Carbiener R., 1964. - La détermination de la limite naturelle de la forêt par des critères pédologiques et géomorphologiques dans les Hautes Vosges et le Massif Central. *C.R. Acad. Sci., Série D*, n° 258, 4136-4148.
- Carles J., 1943. - Le Mézenc et son reboisement. Etude phytogéographique. *Etudes rhodaniennes*, t. XVIII, 161-179.
- Carles J., 1951. - Le Puy : carte de la végétation de la France 1/250 000. *CNRS, Service de la carte de la végétation*, Toulouse.
- Carles J., 1956. - Notice de la feuille 59. Le Puy : carte de la végétation de la France. *Bull. Serv. Carte Phytogéogr.*, A, 1, 2, 51-80.
- Chardonnet J., 1972. - Interprétation morphologiques des Cévennes. *Géogr. Rech.*, n° 1, 3-14.
- Chassagne J.M., 1977. - *Bassin-versant dans les gneiss. Bassin-versant dans les granites. Recherches d'hydrologie comparée (Corrèze)*. Thèse de 3^{ème} Cycle, Université de Toulouse.
- Chenevoy M., 1958. - Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie nord-ouest du Massif Central français. *Mém. Carte Géol. Fr., Paris*.
- Chenevoy M. & Ravier J., 1971. - Caractères généraux des métamorphismes du Massif Central. In : *Symposium J. Jung : Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français*. Plein Air Service Ed., Clermont-Ferrand, 109-132.
- Clauzon G., 1968. - Les coulées de l'Espézonnette et les étapes de l'enfoncement de la rivière. *Méditerranée*, t. IX, 261-270.

- Clergeot P., Hébert P. & Valadas B., 1979. - Cartographie du manteau neigeux du Massif Central (France). *Colloque international de Télédétection de Toulouse*.
- Coin M.A. & al., 1981. - Le bassin de Retournac. *Bull. Rhodanien Géomorphol.*, n° 10, 45-71.
- Coinçon R., 1972. - *La bordure occidentale de la Margeride de Neus-sargues à Saint-Alban ; étude géomorphologique*. Thèse de 3^{ème} Cycle, Université de Clermont-Ferrand, 187 p. dactyl.
- Coinçon R., Tardy Y. & Godard A., 1977. - Les enseignements d'ordre morphogénétique et paléoclimatique apportés par l'étude des bassins de l'Ouest de la Margeride. *Rev. Géomorphol. dyn.*, t. XXV, n° 3, 81-91.
- Collier D., 1951. - Contribution à l'étude de l'altération des granites et de l'évolution des sols sur les plateaux granitiques de l'Auvergne. *Bull. Assoc. fr. Etud. Sols*, juillet, 1-12.
- Combiér J., 1967. - Le Paléolithique de l'Ardèche dans son cadre paléoclimatique. *Public. Inst. Préhist. Bordeaux, Mémoire*, n° 4, 461 p.
- Commère R., 1975. - Les versants en roche tendre de l'Emblaves. *Actes du 98^è Congrès National des Sociétés Savantes, Section Sciences, Saint-Etienne*, 1973, 283-297.
- Coq M., 1976. - Les climats du Limousin. *Norois*, n° 89.
- Coque B., 1978. - *Les formations superficielles des Plateaux de la Margeride occidentale : étude géomorphologique*. Thèse de 3^{ème} Cycle, Université de Paris I, 499 p., et 1 vol. fotogr.
- Coulet E., 1952. - Contribution à l'étude morphologique de la Margeride. *Bull. Soc. langued. Géogr.*, 201-334.
- Coulet E., 1978. - *Morphologie des plaines et garrigues du Languedoc méditerranéen*. Thèse Lettres, Montpellier (1975), 3 tomes, Ed. Champion, Paris, 2042 p.
- Couturié J.P., 1977. - *Le massif granitique de la Margeride (Massif Central français). Etude pétrographique, géochimique et structurale*. Thèse Sciences, Ann. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, n° 62, fasc. 29, Série Géol. Minér., 319 p.
- Couturié J.P., Vachette-Caen M. & Vialette Y., 1979. - Age namurien d'un laccolite granitique différencié par gravité : le granite de la Margeride (Massif Central français). *C.R. Acad. Sci., Paris, Série D*, t. 289, 449-452.

- Daget Ph., 1967. - *Etude phytoclimatique d'une région de moyenne montagne : la Margeride*. Ed. CNRS, Centre d'Etudes Phytosociologiques, Montpellier, n° 36, 186 p.
- Daget Ph., 1979. - *Etude sur la végétation du Massif Central. III- Place du pin sylvestre dans le climax du Hêtre en Margeride*. *Bull. Ecol.*, X, n° 4, 315-325.
- Dalmas J.B., 1872. - *Itinéraire du géologue et du naturaliste dans l'Ardèche et une partie de la Haute-Loire*. Ed. Savy, Privas, 221 p.
- Dantier M., 1969. - *La vallée de la moyenne Santoire et les plateaux voisins*. Thèse de 3^{ème} Cycle, Orsay, 197 p.
- Daugas J.P., 1976. - Les civilisations néolithiques dans le Massif Central. *La Préhistoire française*, t. II, 313-325.
- Daugas J.P., 1976. - Les civilisations de l'Age du Bronze dans le Massif Central. *La Préhistoire française*, t. II, 506-521.
- Daugas J.P., Raynal J.P., Paquereau M.M. & Courty M.A., 1980. - Chronostratigraphie, traits culturels et paléo-milieus du Chasséen du Velay d'après l'étude du gisement des Rivaux I (Haute-Loire). *Actes du Colloque interrégional sur le Néolithique, Le Puy en Velay*.
- Daugas J.P. & Tixier L., 1978. - Les variations du paysage de la plaine de la Limagne d'Auvergne durant l'Holocène, du Tardiglaciaire à l'époque actuelle. In : *Archéologie du Paysage, Caesardunum*, *Bull. Inst. Etud. Latines et du Centre de Rech. A. Piganiol*, n° 13, t. II, 429-444.
- Debard E., 1976. - Les remplissages de grottes et abris sous roches en Ardèche et dans le Velay oriental. In : *La Préhistoire française, t. I : Les civilisations paléolithiques et mésolithiques de la France*. IX^{ème} Congrès de l'U.I.S.P.P., Nice, CNRS Ed., 275-278.
- Debard E. & Moser F., 1976. - Evolution climatique de la fin du Würm récent et du post-glaciaire d'après les remplissages des grottes et abris sous basaltiques du Velay. *Bull. Assoc. Etud. Quatern.*, 47, 2, 87-93
- Dejou J., Guyot J. & Morizet J., 1968-69. - Juxtaposition des sols noirs, très riches en matière organique, et de sols bruns acides sur leucogranite dans la région d'Eymoutiers - Peyrat le Château. *Ann. Agron.*, 19, 511-539 (1968) et 517-526 (1969).
- Dejou J., Guyot J., Morizet J. & Billard A., 1971. - Analyse pollinique des sols. Un exemple : les sols bruns acides à faciès humifères d'Eymoutiers - Peyrat le Château comparés à quelques tourbières voisines. *Bull. Assoc. fr. Etud. Quatern.*, n° 3, 181-194.
- Del Pozzo G., 1978. - *Le bassin-versant de la Glane et Les Monts de Blond. Etude géomorphologique*. Mémoire de Maîtrise, Université de Limoges, 168 p. ronéo.
- Delmas B., 1973. - *La plaine de Courbanges. Etude géomorphologique*. Mémoire de Maîtrise, Université de Clermont-Ferrand, 92 p. ronéo.
- DEMANGEON A., 1910. - Le relief du Limousin. *Ann. Géogr.*, XIX, 120-149.

- Denèfle M., Lintz G., Valadas B. & Vilks A., 1980. - L'évolution holocène de la végétation en Limousin. *Bull. Assoc. fr. Etud. Quatern.*, n° 4, 189-198.
- Denèfle M., Valadas B. & Vilks A., 1980. - Analyses polliniques et datations ^{14}C sur le plateau de Millevaches (Limousin) : la tourbière du Longéroux. *C. R. Acad. Sci., Paris, Série D*, 290, 853-857.
- Derruau M., 1949-50. - Sur le relief de la grande Limagne. *Rev. Géogr. alp.*, 1949 : t. XXXVII, 599-670; 1950 : t. XXXVIII, 7-105.
- Derruau M., 1952. - Les caractères différentiels des roches du socle dans l'Ouest et le Sud-Ouest du Massif Central français. *Publ. Inst. Géogr. Fac. Lett. Clermont-Ferrand*, fasc 6,
- Derruau M., 1960. - Quel était le climat du Massif Central français pendant la deuxième moitié de l'ère tertiaire ? *Rev. Auvergne*, t. 74, 179-184.
- Derruau M., 1969. - Enseignements de la chronologie absolue sur l'évolution morphologique du Massif Central. *Rev. Auvergne*, t. 83, n° 4, 285-287.
- Derruau M., 1970. - Sur le Quaternaire et le volcanisme du Massif Central français. *Acta geogr. Lodz.*, n° 24, 109-115.
- Derruau M., 1971. - Sur la morphologie du Massif Central. In : *Symposium J. Jung : Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français*. Plein Air Service Ed., Clermont-Ferrand, 33-44.
- Derruau M., 1972. - Deux articles de 1910 et 1911 sur la morphologie du Massif Central et le chemin parcouru depuis. *Mélanges offerts à A. Meynier*, 333-342.
- Derruau M., 1973. - L'évolution géomorphologique de la chaîne des Puys et de son socle. *Le Quaternaire, travaux français récents*. VIII Congrès de l'INQUA, Christchurch, 111-113.
- Derruau M., 1977. - La réunion de la Section de Volcanologie de la Société Géologique de France sur la question des maars et des diatrèmes. *Rev. Auvergne*, t. 91, 3, 165-174.
- Derruau-Boniol S. & Fel A., 1963. - *Le Massif Central*. Coll. Que Sais-je ? , n° 1003.
- Desbordes J.M. & Valadas B., 1979. - L'érosion agricole en milieu cristallin : processus, conséquences et dimension historique du phénomène à partir d'exemples pris dans le Massif d'Ambazac. (Limousin). *Colloque : Erosion agricole des sols en milieu tempéré non méditerranéen*, Strasbourg, 19-25.
- Dewolf Y., 1975. - Paléoformes et paléoformations périglaciaires. Dynamique nivale actuelle au sommet du Mont Lozère. *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, n° 422-423, 67-70.
- Dewolf Y., Joly F., Léger M., Valadas B. & Vallée C., 1977. - Formes périglaciaires héritées et dynamique actuelle sur les sommets du Mont Lozère. *C. R. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 33, t. XIX, 151-154.

- Diot M.F., 1969. - *Post-glaciaire de la vallée de la Boème (Charente)*. Thèse 3^{ème} Cycle, Université de Bordeaux, 221 p.
- Didier J. & Lameyre J., 1971. - Les roches granitiques du Massif Central. In : *Symposium J.Jung : Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français*. Plein Air Service Ed., Clermont-Ferrand, 13-156.
- Doche B., 1976. - L'Aubrac : analyse des relations entre le milieu naturel et son utilisation par l'Homme. *Doc. Cartogr. écol.*, vol. XVIII, 57-76, Grenoble.
- Dubois G. & Dubois C., 1944 a. - Remarques sur le Quaternaire et les tourbières de la Montagne limousine de Millevaches. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. XV, 29-36.
- Dubois G. & Dubois C., 1944 b. - Tourbière à Ségur-les-Villas en Cantal avec couches de bases à phase forestière de type Allerød. *C. R. Soc. Géol. Fr.*, n° 5, 46-47.
- Dubois G. & Dubois C., 1944 c. - L'oscillation chaude d'Allerød reconnue dans une deuxième tourbière du Cantal à Riom-ès-Montagne. *C. R. Soc. Géol. Fr.*, p. 61.
- Dubois G., Dubois C., Firtion F. & Hartopp M., 1943. - Sur une tourbière de Saint-Alyre-ès-Montagne, en Cézallier. *Rev. Sci. Nat. Auvergne, Clermont-Ferrand*, N. série, vol. IX, 51-60.
- Dubois G., Dubois C. & Firtion F., 1944. - Composition, genèse et âge des sols montagnards tourbeux du Cantal. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 219, 517-519.
- Dubois G., Dubois C. & Glangeaud L., 1942. - Sur le Quaternaire du plateau de Millevaches et le profil pollinique d'une tourbière à Barsanges (Corrèze). *Rev. Sci. Nat. Auvergne, Clermont-Ferrand*, N. série, vol. VIII, 164-177.
- Dupias G., 1971. - Clermont-Ferrand : carte de la végétation de la France. n° 52. 1/200 000. CNRS, Service de la carte de la végétation, Toulouse.
- Dupias G., 1973. - Avignon : carte de la végétation. 1/200 000. CNRS, Service de la carte de la végétation, Toulouse.
- Dupias G. & Cabaussel G., 1966. - Rodez : carte de la végétation. 1/200 000. CNRS, Service de la carte de la végétation, Toulouse.
- Dupias G. & Lavergne ., 1968. - Aurillac : carte de la végétation de la France. 1/200 000. CNRS, Service de la carte de la végétation, Toulouse.
- Dutreuil J.P., 1978. - *Les granites de l'ouest du Limousin : leur pétrologie, leur altération, leurs sols*. Thèse Sciences, Université de Limoges, 604 p.
- Elouard P. et alii, 1974. - Coupe géologique et interprétation climatique du gisement préhistorique post-würmien de Longetraye. *Bull. Soc. Langued. Géogr.*, t. 8, 3-4, 275-284.
- Emsalem R., 1982. - Les régions pluviométriques du Limousin. *Trames, Actualité du Limousin*, vol. III, 83-138.

- Enjalbert H., 1972. - Les dépressions d'évidement du Massif Central méridional. *Rev. Géogr. Pyr. S.Ouest*, t. 43, 354-374.
- Estienne P., 1956. - Recherches sur le climat du Massif Central français. *Mém. Météorol. Nation., Paris*, n° 43, 242 p.
- Etienne R., 1970. - *Les Monts du Forez, le rôle de l'érosion différentielle et de la tectonique dans l'édification du relief*. Thèse de 3^{ème} Cycle, Université de Clermont-Ferrand, 183 p. dactyl.
- Etienne R., 1976. - *Le problème du soulèvement récent du socle au-dessus de ses bordures. (Massif Central français)*. Thèse Lettres, Clermont-Ferrand, 92 p. multigr.
- Etienne R., 1981. - Contribution à l'étude du soulèvement récent du Massif Central. Les enseignements des bordures sud et centre-nord du socle. *Bull. Lab. rhodan. Géomorphol.*, n° 9, 3-15.
- Etlicher B., 1977. - Premières remarques sur les formations de pente périglaciaires en Forez. *Rev. Géogr. Lyon*, n° 52, 71-88.
- Etlicher B., 1977. - Les chirats du Massif du Pilat. *Bull. Lab. rhodan. Géomorphol.*, n° 2.
- Fel A., 1955. - Le climat agricole et les limites altitudinales de l'occupation du sol dans le Massif Central. *Ann. Géogr.*, n° 346, 401-412.
- Fel A., 1962. - *Les Hautes Terres du Massif Central. Tradition paysanne et économie rurale*. Thèse Lettres, Clermont-Ferrand, Impr. Moderne, Aurillac, 340 p.
- Fènelon P., 1951. - *Le Périgord*. Thèse Lettres, Paris.
- Filliol ., 1953. - Les anomalies de calibrage des vallées dans le Limousin oriental. *Mélanges offerts à Ph. Arbos, Publ. Inst. Géogr., Fac. Lettres Clermont-Ferrand*,
- Flageollet J.C., 1977. - *Origine des reliefs, altérations et formations superficielles : contribution à l'étude géomorphologique des massifs anciens cristallins. L'exemple du Limousin et de la Vendée du nord-ouest*. Thèse Lettres, Nancy, Sci. Terre, n° 35, 461 p.
- Gachon L., 1939. - *Les limagnes du Sud et leurs bordures montagneuses*. Thèse Lettres, Tours, 456 p.
- Gachon L., 1963. - *Contribution à l'étude du Quaternaire récent dans la grande Limagne : morphogenèse et pédogenèse*. Thèse Sciences, Clermont-Ferrand, 198 p.
- Gaillard L., 1964. - Etude historique de la forêt de Mazan. *Rev. for. fr.*, fasc. 11.
- Gauthier J., 1975. - *Le piedmont nord-occidental des Monts de Blond*. Mémoire de Maîtrise, Université de Limoges, 167 p. ronéo.
- Gégout Ph., 1982. - *L' 180 dans la matière organique des tourbes : relations avec les paléoclimats*. Thèse de 3^{ème} Cycle, Sciences, Paris VI, 117 p.

- Gibert J.P., 1972. - *Géologie de la basse vallée de l'Authre et des plateaux environnants*. Thèse de 3^{ème} Cycle, Orsay, 212 p. ronéo.
- Glangeaud Ph., 1919. - Le plateau de Millevaches : ses cycles d'érosion, ses anciens glaciers et ses tourbières. *C. R. Acad. Sci., Série D, Paris*, t. 169, 863-865.
- Glangeaud Ph., 1921. - Essai de synthèse sur les anciens glaciers du Massif Central. *C. R. Soc. Géol. Fr.*, t. 172, 119-120.
- Glangeaud Ph., 1921 b. - Les Monts de la Margeride : leurs éruptions porphyriques, leurs cycles et leurs glaciers. *C. R. Acad. Sci., Série D, Paris*, t. 172, 226-228.
- Glangeaud L., 1945. - Quaternaire et glaciaire du flanc sud des Monts Dore et de l'Artense. *C. R. Acad. Sci., Série D, Paris*, t. 271, 473-475.
- Godard A., 1967. - Morphologie des socles et des massifs anciens. Erosion différentielle et tectonique récente (A propos de l'excursion de la Commission de Morphologie des Roches Cristallines dans le Massif Central, Mai 1966). *Rev. Géogr. Est*, n° 1-2, 201-209.
- Godard A., 1975. - Arènes litées et convois limoneux à blocs sur les versants cristallins des massifs anciens. *Mélanges offerts à G. Viers*, 283-298.
- Godard A. et Col., 1972. - Quelques enseignements apportés par le Massif Central français dans l'étude géomorphologique des socles cristallins. *Rev. Géogr. Phys. Géol. dyn.*, vol. XIV, fasc. 3, 265-296.
- Goer de Herve A. de, 1972. - *La planèze de Saint-Flour. (Massif volcanique du Cantal, France)*. - Vol. I : *Structure et stratigraphie*. - Vol II : *Formes et dépôts glaciaires*. Thèse Sciences, Clermont-Ferrand, Ann. Sci.Univ. Clermont-Ferrand, n° 47, 244 p. et n° 48, 204 p.
- Goer de Herve A. de, 1978. - In : *Massif Central : Limousin, Auvergne, Velay. Guides géologiques régionaux par J.M. Peterlongo*. Masson.
- Goer de Herve A. de, & Mergoil J., 1971. - Structure et dynamique des édifices volcaniques tertiaires et quaternaires. In : *Symposium J. Jung : Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français*. Plein Air Service Ed., Clermont-Ferrand, 345-376.
- Goer de Herve A. de, & Veyret Y., 1976. - Les glaciers quaternaires dans le Massif Central. In : *La Préhistoire française, t. I : Les civilisations paléolithiques et mésolithiques de la France*. IX^{ème} Congrès de l'U.I.S.P.P., Nice, Ed. CNRS, 50-51.
- Grandprat J.P., 1973. - *Lerôle géomorphologique du granite d'Auriat dans le contact du plateau et de la Montagne limousine entre le Taurion et la Vienne*. Mémoire de Maîtrise, Université de Clermont-Ferrand, 184 p.
- Hébert Ph., Saint G. & Valadas B., 1980. - Cartographie de l'évolution du manteau neigeux du Massif Central à l'aide des images du satellite TIROS N. XIV Congrès de la Société Internationale de Photogrammétrie, Hambourg.

- Hétier J.M., 1975. - *Formation et évolution des andosols en climat tempéré*. Thèse Sciences, Nancy, 194 p.
- Institut de Géographie de Clermont-Ferrand, 1976. - *Etat de nos connaissances géographiques sur le Massif Central français*. 91 p.
- Jacquier E., 1979. - Les crues de l'Allier : genèse, évolution, moyens de défense. *Almanach Brioude*, n° 59, 97-143.
- Jarrige R., 1979. - Aspects biologiques et techniques de la mise en exploitation des hauts pâturages dégradés des Monts Dore. In : Molénat G. & Jarrige R. : *Utilisation par les ruminants des pâturages d'altitude et parcours méditerranéens*. Journées du Grenier de Theix, 10, Beaumont, Versailles, INRA, 57-135.
- Jeanin B., 1979. - Production et utilisation rationnelle des pâturages d'altitude dans les montagnes humides du Massif Central. In : Molénat G. & Jarrige R. : *Utilisation par les ruminants des pâturages d'altitude et parcours méditerranéens*. Journées du Grenier de Theix, 10, Beaumont, Versailles. INRA, 137-155.
- Jouliat J.C., 1974. - Historiographie du monument de Lucius Pomponius Bassalus à Lanuéjols. *Rev. Gévaudan*, n° 20, 17-39.
- Julien A., 1869. - *Des phénomènes glaciaires dans le Plateau Central de la France et en particulier dans le Puy-de-Dôme et le Cantal*. Thèse, Montpellier, Ed. A. Parent, 1 vol., 105 p.
- Jung J., 1946. - *Géologie de l'Auvergne et de ses confins bourbonnais et limousins*. Mém. Serv. Carte Géol. Fr., 372 p.
- Kieffer G., 1962. - *Un essai de reconstitution de l'évolution du relief dans les bassins volcanisés du Massif Central et sur leurs bordures, par les enseignements des coulées de lave*. Thèse de 3^{ème} Cycle, Clermont-Ferrand, 302 p. ronéo.
- Kieffer G., 1971. - Aperçu sur la morphologie des régions volcaniques du Massif Central. In : *Symposium J. Jung : Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français*. Plein Air Service Ed., Clermont-Ferrand, 479-510.
- Klein C., 1978. - Les Monts d'Ambazac et de Saint-Goussaud : deux points de vue sur la morphogenèse limousine. *Norois*, n° 97-98, 103-124.
- Lacotte R., 1962. - Les Monts d'Ambazac et de Saint-Goussaud à l'ère quaternaire. *Norois*, n° 35, 291-316.
- Lacotte R., 1965. - Rôle de la tectonique cassante dans la morphologie des Monts d'Ambazac. *Norois*, n° 48, 471-475.
- Lacotte R., 1976. - Les convois à blocs du Haut-Limousin occidental. Essai d'étude statistique. *Trav. Mém. Limoges*, n° 2, 3-37.
- Lacotte R., 1977. - Les limites du rôle de l'érosion différentielle dans les Monts d'Ambazac. *Norois*, n° 96, 573-584.

- Lacotte R., 1977. - Le contact plateau-montagne en Haut-Limousin. *Actes du 102ème Congrès des Sociétés Savantes, Limoges*, 55-76.
- Lacotte R., 1977 c. - Les caractères des convois à blocs du Haut Limousin occidental. *Norvès*, n° 95, 385-403.
- Lacotte R., 1982. - Formes et formations à blocailles en Limousin. In : *Hommage à R. Raynal, Rech. Géogr. Strasbourg*, n° 16-17, 25-44.
- Lambert A., 1969. - *Géologie de la moyenne vallée du Mars et des plateaux adjacents*. Thèse de 3ème Cycle, Université d'Orsay, 247 p. ronéo.
- Lameyre J., 1966. - *Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central français*. Ann. Fac. Sci., Univ. Clermont-Ferrand, 29, 263 p.
- Lang G. & Trautmann W., 1961. - Zur spät - und nacheiszeitlichen vegetationsgeschichte der Auvergne. *Flora*, bd 150, II, 11-42.
- Lanoë B., Coque-Delhuile B. & Valadas B., 1981. - Structures et microstructures associées à la formation de glace de ségrégation : leurs applications en géomorphologie régionale. Exemple de la Margeride occidentale. *Physio-Géo., Trav. Lab. Géogr. Phys.*, LA 141 CNRS, n° 2, 17-38.
- Lapadu-Hargues P., 1947. - Les massifs de la Margeride et du Mont Lozère et leurs bordures. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. 54, n° 232, 153 p.
- Lapadu-Hargues P., 1971. - Les schistes cristallins de la zone périphérique du Massif Central. In : *Symposium J. Jung : Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français. Clermont-Ferrand*, 71-87.
- Lauxire M., 1975. - *Le contact du Limousin occidental avec le Bassin Aquitain dans la région du Nontronnais, entre Trieux et Bandiat supérieur et moyen*. Mémoire de Maîtrise, Université de Limoges, 145 p. ronéo.
- Lavergne D., 1969. - Limoges : carte de la végétation de la France. 1/200 000. CNRS, Serv. Carte Végétation, Toulouse.
- Lecocq H., 1870. - *Considérations sur les phénomènes glaciaires de l'Auvergne*. Observations présentées à l'Académie de Clermont-Ferrand, Thibaud F. Ed., 1 vol., 40 p.
- Legros J.P., 1972. - Sols sur granite du Massif Central. In : *Les sols dans le paysage et leurs aménagements. Centre de la Recherche Agronomique, Montpellier, Serv. Etud. Sols*, n° 175, 89-101.
- Legros J.P., 1975. - Origine et évolution des accumulations litées argileuses dans les arènes cristallines des régions tempérées humides. Cas du Mont Pilat (bordure orientale du Massif Central français, département de la Loire.). *C.R. Acad. Sci., Série D, Paris*, n° 281, 1817-1820.
- Legros J.P., 1976. - Migrations latérales et accumulations litées dans les arènes du massif cristallin et cristallophyllien du Pilat (Ardèche, Loire, Haute-Loire). *Bull. Assoc. fr. Etud. Sols, Sci. Sol*, n° 3, 205-220.

- Legros J.P. en coll. avec Baethes J.P., 1975. - Occurrence des podzols dans l'Est du Massif Central. *Bull. Assoc. fr. Etud. Sols*, n° 1, 37-49.
- Lemée G., 1942. - Recherches sur l'évolution forestière postglaciaire en Auvergne. Modifications forestières et climatiques dans les Monts Dore d'après l'analyse pollinique. *Rev. Sci. Nat. Auvergne*, n° 8, 84-125.
- Lemée G., 1943. - L'évolution forestière postglaciaire du Mont Lozère d'après l'analyse pollinique des tourbières. *C. R. S. Soc. Biol.*, n° 170, 30-32.
- Lemée G., 1943 b. - L'évolution forestière postglaciaire du Limousin méridional d'après l'analyse pollinique. *C. R. Acad. Sci., Série D, Paris*, t. 216, -74-75.
- Lemée G., 1946 a. - Genèse des sols alpins du Mont Dore. *Bull. Soc. Bot. Fr.*, XVIII, 402-407.
- Lemée G., 1946 b. - L'évolution forestière postglaciaire dans le Massif du Mézenc (Haute-Loire). *C. R. Acad. Sci., Série D, Paris*, t. 223, 956-958.
- Lemée G., 1949. - Synchronisation entre l'âge du Bronze et les phases forestières du plateau de Millevaches. *Bull. Soc. Préhit. Fr.*, t. XLVI, mars-avril, 68-71.
- Lemée G., 1953 a. - Observations sur la végétation actuelle et son évolution postglaciaire dans le Massif du Mézenc. *Bull. Soc. Bot. Fr.*, t. C, 67-77.
- Lemée G., 1953 b. - L'évolution forestière du Massif Central depuis la dernière glaciation. *Mélanges offerts à Ph. Arbos, Publ. Fac. Lettres, Univ. Clermont-Ferrand*, 7, 189-196.
- Lemée G., 1956. - Sur l'évolution de la végétation dans le Massif Central au Tardiglaciaire et au Postglaciaire. *Bull. Soc. Bot. Fr.*, 103, 83-94.
- Lemée G., 1980. - Evolution postglaciaire et récente de la végétation des Monts de la Marche d'après l'analyse pollinique. *Bull. Soc. Bot. Fr.*, 127, 59-69.
- Lintz G., 1977. - Les canalisations galloromaines en bois. *Bull. Soc. Lettr. Sci. Arts Corrèze*, t. 80, 43-66.
- Loiseau P., 1977. - Morphologie de la touffe et croissance de *Nardus stricta* L. Influence de la pâture et de la fauche. *Ann. Agron.*, 28, 2, 185-213.
- Long G. & Daget Ph., 1965. - Contribution à l'étude écologique de la Margeride. Observation sur la pédogenèse et le dynamisme de la végétation sur les granites. *Ann. Agron.*, 16, 4, 401-432.
- Lossaint P., Bottner P. & Warembourg F., 1974. - Evolution des sols au cours du Quaternaire récent dans la zone de contact Hêtraie d'altitude - pelouse pseudo-alpine culminale dans le Massif Central. *Bull. Soc. langued. Géogr.*, t. VIII, fasc. 3-4, 225-231.

- Luquet A., 1926. - Etudes sur la géographie botanique de l'Auvergne. Esquisse phytogéographique du Massif des Monts Dore. *Rev. Géogr. alp., Grenoble*, vol. 14, fasc. 3, 63 p.
- Maitre Cl. & Trautmann J., 1968. - *Etude hydrogéomorphologique comparée de cinq bassins-versants de l'Allier*. Centre de Géogr. Appl., Strasbourg, 374 p.
- Manville M., 1976. - *Rôle de la tectonique dans la morphologie des Monts de Guéret*. Mémoire de Maîtrise, Université de Limoges, 172 p.
- Manville M., 1982. - *Contribution paléoécologique à l'étude des établissements humains anciens du Limousin nord-oriental*. Thèse de 3^{ème} Cycle, Tours, 417 p.
- Marcelin P., 1940. - La Préhistoire et la forêt dans les Cévennes. *Rev. Eaux et Forêts*, t. 78, 77-97.
- Martel E.A., 1890. - *Les Cévennes et la région des Causses (Lozère, Aveyron, Hérault, Gard, Ardèche)*. Paris, Ed. Delagrave.
- Martin A., 1970. - Le glacier de l'ancienne vallée de la petite Rhue (Cantal). *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, n° 377-378, 45-51.
- Mathé P., 1973. - *Les confins du Limousin et des Charentes, de Saint-Junien à Roumazières : étude géomorphologique*. Mémoire de Maîtrise, Université de Limoges, 203 p. ronéo.
- Mauduy J., 1975. - Premières observations sur les formes quaternaires et actuelles des montagnes cévenoles (Mont Aigoual, Mont Lozère, Tanargue). *Méditerranée*, n° 1, 59-71.
- Maury R., 1968. - *Contribution à la géologie du Cantal : les hautes vallées de la Petite Rhue et de la Véronne*. D.E.S., Orsay, 118 p. ronéo.
- Mazière G. & Raynal J.P., 1976. - Les civilisations du Paléolithique inférieur en Limousin. et Les civilisations du Paléolithique moyen en Limousin. In : *La Préhistoire française*, t. I : *Les civilisations paléolithiques et mésolithiques de la France*. Publié à l'occasion du IX^{ème} Congrès de l'U.I.S.P.P. (Nice), CNRS Ed., vol. 2, 936-938 et 1077-1084.
- Mazière G. & Tixier J., 1976. - Les civilisations du Paléolithique supérieur en Limousin et Les civilisations de l'Épipaléolithique et du Mésolithique en Limousin. In : *La Préhistoire française*, t. I : *Les civilisations paléolithiques et mésolithiques de la France*. Publié à l'occasion du IX^{ème} Congrès de l'U.I.S.P.P. (Nice), CNRS Ed., vol. 2, 1281-1296 et 1441-1446.
- Mercier M., 1967. - *L'érosion anthropique dans le Massif Central*. D.E.S., Clermont-Ferrand, dactyl.
- Mergoïl J., 1971. - voir Goer de Herve A. de & Mergoïl J., 1971.
- Mergoïl J., 1979. - Le Velay oriental. In : *Massif Central, livret-guide publié dans la Rev. des Sci. Nat. d'Auvergne*, 45, fasc. 1-2-3-4, 89-94.
- Meynier A., 1931. - *Les anciens glaciers du massif du Cantal (partie septentrionale)*. Thèse complémentaire, Ed. U.S.H.A., Aurillac, 78 p.

- Meynier A., 1942. - Les formes mineures du relief cantalien. *Rev. Géogr. Auvergne*, t. 30, 615-670.
- Meynier A., 1951. - Pieds de vaches et terrassettes. *Rev. Géomorphol. Dyn.*, fasc. 2, 81-82.
- Meynier A., 1961. - Les vallées sont-elles de formations glaciaires ? *Norvès*, n° 3, 449-452.
- Meynier A., 1966. - Quelques observations nouvelles sur l'ancienne glaciation du Cantal. *Rev. Haute-Auvergne*, t. 40, 85-104.
- Milési J.P., 1976. - *Dynamique des écoulements pyroclastiques du Cantal oriental sur l'exemple de ceux de la vallée de l'Alagnon*. Thèse de 3^{ème} Cycle, Grenoble, 190 p. ronéo.
- Moinereau J., 1974. - Andosols, sols podzoliques, sols andiques et sols bruns : séquence sur matériaux basaltiques dans le Velay oriental et le Vivarais (Massif Central français). *Sci. Sol*, 3, 173-193.
- Moinereau J., 1977. - *Altération des roches, formation et évolution des sols sur basalte, sous climat tempéré humide (Velay, Vivarais, Coirons)*. Thèse Sciences, Université de Montpellier, 139 p.
- Moser F., 1973. - Contribution à l'étude du remplissage des abris sous basaltiques de la Haute-Loire : le gisement de Blot de Cerzat. *Bull. Assoc. Etud. Quatern.*, 36, 3, 165-178.
- Moser F., 1976. - Les remplissages de grottes et abris sous basalte en Haute-Loire. In : *La Préhistoire française*, t. I : *Les civilisations paléolithiques et mésolithiques de la France*. Publié à l'occasion du IX^{ème} Congrès de l'U.I.S.P.P. (Nice), vol. 1, 271-274.
- Mouret R., 1977. - *Géomorphologie du plateau de Limoges et de la vallée de la Vienne de Saint-Priest-Taurion à Saint-Junien*. Mémoire de Maîtrise, Université de Limoges, 170 p. ronéo.
- Neboit R. & Veyret Y., 1976. - Sur l'existence de formes d'origine glaciaire dans le massif du Mézenc (Massif Central français). *C.R. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 3, 94-95.
- Nicolas R., 1979. - Les transformations du paysage agricole en Velay de 1570 au début du XIX^{ème} siècle. *Cah. Haute-Loire*, 57-68.
- Nieuwenhuis J.D., 1971. - Weathering and planation in the Morvan (Haut Folin area). *Rev. Géomorphol. Dyn.*, 3, 97-120.
- Nolf J.L., 1978. - *Rôle de tectonique dans l'élaboration du relief du Limousin nord-oriental*. Thèse de 3^{ème} Cycle, Université de Poitiers.
- Nony J.L., 1976. - *Les régions pluviométriques de l'Auvergne*. Mémoire de maîtrise, Université de Limoges, 200 p.
- Planchais N., 1971. - *Histoire de la végétation postwürmienne des plaines du bassin de la Loire d'après l'analyse pollinique*. Thèse Sciences, Montpellier, 115 p.

- Oner S. & Planchais N., 1976. - La châtaigneraie : intérêt de l'approche palynologique pour l'étude du paléoenvironnement languedocien. *Pollens et Spores*, 18, 2, 231-241.
- Pardé M., 1963. - Les crues cévenoles d'octobre 1958. *Ann. Géogr.*, t. LXXII, n° 392, 472-477.
- Paul P., 1969. - *Contribution à l'étude du climat du Velay et du haut Vivarais*. Monographie de la Météorol. Nat., n° 69, 105 p.
- Pesme M.F., 1974. - *Contribution à l'étude géologique du Cantal méridional et du Nord de l'Aubrac*. Thèse de 3^{ème} Cycle, Orsay, 153 p. ronéo.
- Paquereau M.M., 1970. - Flores et climats paléolithiques dans le Sud-Ouest de la France. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, t. 12, n° 2, 109-116.
- Pavillon M.J., 1969. - Evolution structurale, granitique et métallogénique dans la partie médiane du Massif du Millevaches. *Bull. du B.R.G.M.*, 2^{ème} série, section I, n° 4, 47-95.
- Périgord M., 1973. - *Géomorphologie d'un secteur du bassin versant de la haute vallée de la Vienne compris entre Nedde et Saint-Priest-Taurion*. Mémoire de Maîtrise, Université de Limoges, 210 p. ronéo.
- Perpillou A., 1940. - *Le Limousin. Etude de géographie physique*. Thèse Lettres, Chartres.
- Peterlongo J.M., 1972. - *Massif Central (Limousin, Auvergne, Velay). Guides géologiques régionaux*. Masson Ed., Paris, 184 p.
- Petiot J.C., 1979. - Une zone agricole de montagne : le plateau du Mézenc. *Cahiers de Haute-Loire*, 191-230.
- Peyrat J.M., 1975. - Les sols en Limousin et leur perméabilité. *Norois*, n° 88, 639-648.
- Pinaud J., 1980. - *Atlas climatique du Limousin*. 77 p. ronéo.
- Philibert M., 1980. - Le Velay à l'époque Néolithique. Ses relations avec le Midi méditerranéen. *Bull. Hist. Sci. Litt. Art. et Agri.*, illustré publié par la Soc. Acad. du Puy et de la Haute-Loire, t. LVI, 137-162.
- Planchais N., 1970. - Tardiglaciaire et Postglaciaire à Mur-de-Sologne (Loir et Cher). *Pollens et Spores.*, vol. XII, n° 3, 381-428.
- Planchais N., 1971. - *Histoire de la végétation postwürmienne des plaines du bassin de la Loire d'après l'analyse pollinique*. Thèse Sciences, Montpellier, 115 p.

- Planchais N., 1973. - Contribution à l'analyse pollinique des sols de l'Aigoual. Etage du Hêtre et pelouse sommitale. *Pollens et Spores*, t. 15, 2, 293-310.
- Planchais N., 1973 b. - Les travaux d'analyse pollinique dans le Massif Central. 98^{ème} Congrès National des Sociétés Savantes, Saint-Etienne, t. 1, 189-192.
- Poizat M. & Rousset Cl., 1975. - La calotte des glaces quaternaires des Monts d'Aubrac (Massif Central français). Caractéristiques. Contexte paléoclimatique. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 2, t. 17, 171-190.
- Proust Ch., 1974. - *L'Aigoual et son observatoire*. Millau, 32 p.
- Quezel P. & Rioux J.A., 1954. - L'étage subalpin dans le Cantal. *Végétation*, 4, 6, 345-378.
- Raynal J.P., 1975. - *Recherches sur les dépôts quaternaires des grottes et abris du bassin permotriasique de Brive*. Thèse de 3^{ème} Cycle, Bordeaux, 128 p.
- Raynal J.P., 1976. - Influence du milieu physique sur l'habitat préhistorique au Würm dans le bassin de Brive. *Bull. Assoc. fr. Etud. Quatern.*, n° spécial : Approche écologique de l'Homme Fossile, 111-116.
- Raynal J.P. & Mazière G., 1979. - La séquence glaciaire et post-glaciaire de l'abri de chez Jugie (Cosnac- Corrèze) : les industries préhistoriques et l'évolution du milieu naturel. *C. R. Acad. Sci., Série D, Paris*, t. 288, 1449-1452.
- Raynal-Caubel J., 1975. - *Formations superficielles et formes héritées au contact du socle - couverture dans la région de Mende. Etude de géomorphologie*. Mémoire de Maîtrise, Paris I, 64 p. ronéo.
- Raynaud J., 1976. - *Les landes des hautes terres du Sud-Ouest du Massif Central, les Monts de Lacagne*. Thèse de 3^{ème} Cycle, Université de Toulouse.
- Reille M. & Beaulieu J.L. de, 1981. - Analyse pollinique de l'étang de Cheylade (Massif Central, France) : histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation de la planèze de Saint-Flour. *C. R. Acad. Sci., Paris, Série III*, t. 292, 243-246.
- Reynier E., 1934. - *Le pays du Vivarais*. 1^{ère} édition, Yssingeaux, 238 p.
- Roger G., 1969. - *Etude géologique de la Cézarenque et du Sud-Est du Mont Lozère*. Mémoires du B.R.G.M., n° 66.
- Rouire J. & Rousset Cl., 1973. - *Causses, Cévennes, Aubrac. Guides géologiques régionaux*. Masson Ed., Paris, 177 p.
- Rousset Cl., 1970. - Traces de pingos sur les formations volcaniques du Massif Central français. *C. R. Acad. Sci., Série D, Paris*, t. 261, 4461-4463.
- Rousset Cl., 1976. - Phénomènes glaciaires dans le Sud du Massif Central français. In : *La Préhistoire française, t. I : Les civilisations paléolithiques et mésolithiques de la France*. Publié à l'occasion du IX^{ème} Congrès de l'U.I.S.P.P. (Nice), vol. 1, 52-53.

- Roux I. & Leroi-Gourhan A., 1965. - Les défrichements de la période atlantique. *Bull. Soc. Préhist. Fr.*, 61, 2, 309-315.
- Rudel A., 1912. - *Les volcans d'Auvergne*. Ed. Volcans, Clermont-Ferrand, 152 p.
- Rudel A., 1953. - Actions périglaciaires dans un dépôt de pente à Cournon et dans les cendres volcaniques de la chaîne des Puys. *Rev. Sci. Nat. Auvergne*, 19, 3-4.
- Rudel A., 1955. - Les coulées boueuses en Limagne d'Auvergne. *Rev. Sci. Nat. Auvergne*, 21, 35-42.
- Rudel A., 1957. - les volcans d'Auvergne. *Inf. Sci.*, 1-20.
- Saboulin-Bollena R. de, 1974. - Les écobuages en Lozère. *Rev. forestière fr.*, n° spécial "Les incendies de forêt, t.1", 117-121.
- Sabourdy G., 1975. - *Apport de la géochimie à la connaissance de la pétrogenèse des granitoïdes des Cévennes méridionales. (Massif Central français)*. Thèse Sci., Clermont-ferrand. Publication Ann. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, n° 52, 278 p.
- Sabourdy G. & Berthelay J.C., 1977. - Premiers résultats de l'étude géochimique des granites grenus à biotite et à deux micas du Mont Lozère (Massif Central français). *C. R. Somm. Soc. géol. fr.*, fasc.3, 133-136.
- Salanon R., 1970. - Bibliographie botanique et paléobotanique de l'Auvergne et des contrées limitrophes. *Avernia Biol.*, série 2, n° 10, 144 p.
- Seddoh F., 1973. - *Altération des roches cristallines du Morvan*. Thèse Sciences, Dijon, Doin Ed., Paris, 377 p.
- Sevink J., 1974. - *Landscape evolution and soils of the south Western Velay (France)*. Publicaties van het fysisch-geografisch on bodenkundig laboratorium van de universiteit van Amsterdam, n° 21, 184 P., résumé en anglais.
- Souchon C., 1965. - Etude de la localisation stationnelle du *Betula nana* L. en Margeride. *Rev. Sci. Nat. Auvergne*, t. 31, 59-72.
- Staron G., 1981. - Une expression globale du froid hivernal sur le Massif Central. In : *Eaux et Climats, Mélanges géographiques offerts en hommage à Ch. P.éguy*, Grenoble, Univ. Sci. et Médicale, 499-509.
- Staron G., 1981. - Hydrologie : La crue des 21 et 22 septembre 1980 sur le bassin de la Loire. *Rev. Géogr. Lyon*, 56, n° 1, 49-74.
- Steign H.von, 1974. - *Géomorphological questions about the Northern Cantal, Artense région. France*. Utrecht, 161 p.
- Tavoso A., 1975. - les terrasses alluviales du bassin du Tarn : éléments de datation archéologiques. *Bull. Assoc. fr. Etud. Quatern.*, I, 25-29.

- Thévenin A. & Roussot-Laroque J., 1981. - Processus de néolithisation et évolution du Néolithique ancien. *Colloque Interrégional sur le néolithique Le Puy-en-Velay, Antiquités Préhistoriques d'Auvergne*, 3-22.
- Thonat A., 1971. - Découverte de trachyandésites, de leucotrachytes, de ponces, de phonolites et d'ordanchites dans le massif du Signal du Luguet, Cézallier, Massif Central Français. *C. R. Acad. Sci., Série D, Paris*, 5, 262-263.
- Travier D., 1977. - Dépassement et estive au XVIII^{ème} siècle, problèmes d'alors et d'aujourd'hui. *Causses et Cévennes*, t. 13, n° 2, 309-312.
- Uhelinger A., 1926. - Observations sur la limite supérieure des arbres et de la forêt dans le Cantal et le Mont Dore. *Arvernia*, 2, 1, 14-23.
- Valadas B., 1967. - *Le modèle glaciaire du Cézallier central et Nord-Est* D.E.S. Géogr., Clermont-Ferrand, 86 p. inédit.
- Valadas B., 1974. - Observations préliminaires à l'étude de l'évolution récente des versants des plateaux limousins. *Assoc. fr. Avancement Sci., Actes du 93^{ème} Congrès, Limoges*, 6 p.
- Valadas B., 1975. - Les modèles d'origine périglaciaire et leur évolution récente sur les plateaux de la Margeride et du Mont Lozère. *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, n° 422-423, 63-66. ou In : *Modèles d'origine froide et roches cristallines, Symposium Assoc. Géogr. fr.*, 01-02-1975, Paris, 87-102.
- Valadas B., 1975 b. - Quelques résultats d'observations de terrain en matière de gélification actuelle dans le Massif Central français. In : *Les problèmes posés par la gélification, recherches fondamentales et appliquées, VI^{ème} Congrès International, Le Havre, Publication 1979*, 129-136.
- Valadas B., 1975 c. - Un exemple de dynamique actuelle dans un tablier d'éboulis, le cas du Puy Griou (Cantal). *Notes et Comptes-rendus du groupe de travail "Régionalisation du Périglaciaire"*, fasc. 2, 33-40.
- Valadas B., 1978. - A propos de quelques formations superficielles d'origine périglaciaire en Velay oriental. *102^{ème} Congrès des Sociétés Savantes, Limoges, 1977*, 93-106.
- Valadas B., 1981. - Les enseignements de la période post-glaciaire. In : *Excursion dans le Massif Central : Modèles glaciaires et périglaciaires. Notes et C.R. du groupe de travail Régionalisation du Périglaciaire.* fasc. VI, Strasbourg, 33-63.
- Valadas B. 1982. - Reliefs et modèles en Limousin : essai de mise au point. *Trames, Etudes Géographiques*, 3, 159-178.
- Valadas B. & Veyret Y., 1975. - Quelques aspects d'origine glaciaire, périglaciaire et nivale sur les confins méridionaux de la Margeride. *Rev. Géomorphol. Dyn.*, t. XXIII, n° 4, 163-177.
- Valadas B. & Veyret Y., 1981. - Englacement quaternaire et enneigement actuel de l'Aubrac et du Cantal. *Rev. Géogr. Pyr. S.-Ouest*, t. 52, fasc. 2, 201-215.
- Van Brederod L.E., Goedheer G.J & Van Steijn H., 1980. - Character and origin of greze-litee-type deposits in the Ardeche region (France). *24th International Geographical Congress, (01 et 05-09-80), Tokyo Abstracts*, vol. 1
- Van Campo M. & Aymonin G., 1962. - Le problème de l'histoire de la flore et de la végétation dans les Cévennes méridionales vu sous l'angle de l'analyse pollinique. *Flora*, 152, 679-688.

- Van Moort J.C., 1966. - Les roches cristallophylliennes des Cévennes et les roches plutoniques du Mont Lozère. *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, n° 31, fasc. Géol. Min., n° 14, 272 p.
- Van Vliet-Lanoe B. & Valadas B. - A propos des formations déplacées des versants cristallins des massifs anciens : le rôle de la glace de ségrégation dans la dynamique. (à paraître).
- Varet J., 1967. - *Les trachytes et les phonolites du Cantal Septentrional*. Thèse de 3^{ème} Cycle, Orsay, 354 P.
- Varet J., 1970. - Les dômes phonolithiques, marqueurs du déplacement des glaces cantaliennes. *Ann. Géogr.*, n° 433, 277-291.
- Varlet J., 1976. - *Le modelé d'origine froide sur le flanc oriental des Monts Dore*. Mémoire de Maîtrise, Clermont-Ferrand, 108 p. ronéo.
- Vatin-Pérignon N., 1966. - *Pétrographie et minéralogie des roches volcaniques et description géologique de la partie centrale du Massif du Cantal*. Thèse Sciences, Grenoble, 359 p. ronéo.
- Vauzelle M., 1981. - *Unités paysagiques et télédétection*. Thèse de 3^{ème} Cycle, Paris VII.
- Vélasquez C., 1974. - *La vallée de la Creuse : étude géomorphologique*. Thèse de 3^{ème} Cycle, Stasbourg, 198 p.
- Vernet J.L., 1968. - La couverture forestière des Causses du Massif Central de France au postglaciaire, d'après l'étude des charbons de bois pré-historiques. *Bull. Assoc. fr. Etud. Quatern.*, t. V, 181-196.
- Vérynaud G., 1981. - *Le Limousin : la nature, les hommes*. Limoges, 207 p.
- Veyret Y., 1973. - Notes préliminaires à l'étude morphologique des marges du glacier de l'Artense (Massif Central). *Rev. Géogr. alp.*, n° 1, t. LXI, 203-221.
- Veyret Y., 1975. - Contribution à l'étude des socles englacés. Les exemples de l'Artense et du soubassement de l'Aubrac (Massif Central français). *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, n° 422-423, 56-59.
- Veyret Y., 1978. - *Modelés et formations d'origine glaciaire dans le Massif Central français. Problème de distribution et de limites dans un milieu de moyenne montagne*. Thèse Lettres, Paris I, 783 p. Publ. Univers. Lille III, 1981.
- Veyret Y., 1980 a. - L'englacement quaternaire de la montagne auvergnate. *Rev. Auvergne*, 94, 1, 33-57.
- Veyret Y., 1980 b. - Quelques caractères d'une moyenne montagne englacée. *Rev. Géomorphol. Dyn.*, 29, 49-65.
- Vialette Y. & Sabourdy G., 1977. - Age et origine des granitoïdes du Mont Lozère dans le Massif Central français. *C. R. Soc. Géol., Fr.*, fasc. 3, 127-129.
- Vuittenez H., 1964. - *Géologie cantalienne*. Impr. Moderne, Aurillac, 1 vol., 195 p.
- Warembourg F.R., Lössaint P. & Bottner P., 1973. - L'évolution des sols dans une séquence méditerranéo-montagnarde sur roche mère siliceuse : Massif du Mont Aigoual. *Sci. Sol*, 1, 49-62.
- Weisbrod A., 1968. - Etude structurale des Cévennes médianes (Massif Central français). Formations catazonales du bassin de l'Ardèche. *Sci. de la Terre, Nancy*, t. XIII, n° 3, 257-305.

Winckell A., 1971. - *Rôle respectif de la tectonique cassante et de l'érosion différentielle dans l'élaboration du relief de la retombée nord et nord-ouest de la montagne limousine.*
Thèse de 3^{ème} Cycle, Clermont-Ferrand, publié en 1975, 161 p.

* * *

Godard A., Coinçon R., Valadas B. - Carte géomorphologique de Saugues, avec notice, C.E.R.G., 1978.

Coque B., Godard A., Valadas B., Veyret Y. - Carte géomorphologique de Saint-Chély-d'Apcher, avec notice, C.E.R.G., Paris , 1979, 40 p.

BIBLIOGRAPHIE GENERALE

- Aguirre J., 1969. - Quelques recherches effectuées en France sur le problème de la congélation des sols. *Revue Générale de Thermique*, n° 96.
- Ahnert F., 1970. - An approach towards a descriptive classification of slopes. *Slopes Commission Report*, 6, 71-84.
- Alimen H., 1964. - *Le Quaternaire des Pyrénées de la Bigorre*. Mém. Serv. Carte Géol. Fr., Paris, 394 p.
- Allée Ph., 1981. - Lithologie, pente, exposition et dynamique des versants en haut Vallespir. *Rev. Géogr. Pyr. S.-Ouest*, t. 52, fasc. 2, 161-172.
- Allix A., 1922. - Neiges d'été en 1922 et leur limite instantanée. *Rev. Géogr. alp.*, t. X, fasc. 4, 649-664.
- Ambert P., 1976. - Dépôts et dynamiques würmiens des versants de l'Etang de Berre. *Actes du Symposium sur les versants en pays méditerranéens, Aix-en-Provence, 28-30 avril 1975*, 103-108.
- André M.F., 1976. - *L'efficacité du travail des glaciers quaternaires dans les vallées supérieures de la Moselle et de la Moselotte*. Mémoire de Maîtrise, Paris I, 97 p.
- Angély G., 1967. - Anciens glaciers rocheux dans l'Est des Pyrénées centrales. *Rev. Géogr. Pyr. S.-Ouest*, t. 38, 5-28.
- Arnal H., 1971. - Les sols polygonaux étirés et striés d'âge würmien de Laudun. *Gard. Bull. Assoc. fr. Etud. Quatern.*, n° 3.
- Arnal H., Barrière J. & Bornand M., 1973. - Les paléosols des terrasses fluviales du bassin rhodanien et du Languedoc. In : *Le Quaternaire, Travaux français récents, IX^{ème} Congrès INQUA, Christchurch*, 203-206.
- Aubert G. & Boulaine J., 1967. - *La pédologie*. "Que sais-je ?", n° 352, P.U.F.
- Aufrère L., 1929. - Les rideaux : étude topographique. *Ann. Géogr.*, t. 38, 529-560.
- Avenard J.M., 1962. - La solifluxion ou quelques méthodes de mécanique des sols appliquées au problème géomorphologique des versants. *C.D.U. - S.E.D.E.S., Paris*, 76-95.
- Balseinte R., 1966. - *Climats montagnards et stations climatiques d'altitude en France*. Thèse Lettres, Grenoble, 523 p., 1 Atlas.
- Barrère P., 1953 a. - Evolution mécanique et nivation sur les versants calcaires de la haute-montagne pyrénéenne. *Pirineos*, VIII, 201-213.
- Barrère P., 1953 b. - Equilibre glaciaire actuel et quaternaire dans l'Ouest des Pyrénées centrales. *Rev. Géogr. Pyr. S.-Ouest*, t. XXIV, 2, 116-134.
- Barrère P., 1962. - Le rôle de l'exposition dans la fusion nivale. *Rev. Géogr. Pyr. S.-Ouest*, t. XXXIII, 2, 129-136.

- Barrère P., 1963. - La période glaciaire dans l'Ouest des Pyrénées centrales franco-espagnoles. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, vol. 4, 516-526.
- Barrère P., 1969. - Les phases glaciaires des Pyrénées. *C. R. Symposium de Pau*, sept. 1969, VIII^{ème} Congrès INQUA : Etude sur le Quaternaire dans le monde. vol. I, 541-547.
- Barry R.G., Ives J.D. & Andrews J.T., 1971. - A discussion of atmospheric circulation during the last ice age. *Quatern. Res.*, vol. 1, n° 3, 415-418.
- Barsch D., 1971. - Rock glaciers and ice-cored moraines. *Geogr. Ann.*, 53 A, 203-206.
- Baticle Y., 1974. - *L'élevage ovin dans les pays européens de la Méditerranée occidentale*. Thèse Lettres, Publications de l'Université de Dijon, XLVII, 598 p.
- Baulig H., 1940. - Le profil d'équilibre des versants. *Ann. Géogr.* n° 49.
- Baulig H., 1970. - *Vocabulaire franco-anglo-allemand de géomorphologie*. Nouveau tirage. Publications de la Faculté des Lettres de Strasbourg, t. IV, Ophrys, Gap, 230 p.
- Beaudet G., 1969. - *Le plateau central marocain et ses bordures (étude géomorphologique)*. Thèse Lettres, Rabat,
- Beaujeu-Garnier J., 1971. - *La géographie : méthodes et perspectives*. Paris, Masson, 141 p.
- Beaulieu J.L. de, & Evin J., 1977. - Biocarbon ages of organic clays of late würm age found at medium and high altitudes in the southern french Alps. In : X^{ème} Congress INQUA, Birmingham, 1977, Abstracts, p. 31.
- Beaulieu J.L. de & Jorda M., 1977. - Tardiglaciaire et Postglaciaire des Alpes de Haute-Provence. Le glaciaire de la Montagne de la Blanche-Trois Evéchés. *Bull. Assoc. fr. Etud. Quatern.*, 3, 3-15.
- Benchétrit M., 1954. - L'érosion anthropogène : couverture végétale et conséquence du mode d'exploitation du sol. *Inf. Géogr.*, 100-108.
- Benchétrit M., 1972. - *L'érosion actuelle et ses conséquences sur l'aménagement en Algérie*. P.U.F., Paris, 216 p.
- Béroutchachvili N. & Bertrand G., 1978. - Le Géosystème ou "système territorial naturel". *Rev. Géogr. Pyr. S.-Ouest*, t. 49, fasc. 2, 167-180.
- Béroutchachvili N. & Mathieu J.L., 1977. - L'éthologie des géosystèmes. *Espace géogr.*, Fr., 6, n° 2, 73-84.
- Bertouille H., 1972. - Théories physiques appliquées à quelques phénomènes de cryergie. *Colloque international de Géomorphologie, Liège-Caen, 1971. Bull. Centre Géomorphol. Caen*, n° 13-14-15, 131-155.
- Bertouille H., 1972 b. - Effet du gel sur les sols fins. *Rev. Géomorphol. Dyn.*, 2, 71-84.

- Bertouille H., 1973. - Résolution simple de problèmes de thermo-cinétique dans les sols. Applications à la cryoclastie. *Biul. Perygl.*, n° 22, 7-47.
- Bertouille H., 1976. - Migration des pierres sous l'effet du gel et du dégel. *Rev. Géomorphol. dyn.*, n° 4, 139-147.
- Bertrand G., 1968. - Paysage et géographie physique globale. Esquisse méthodologique. *Rev. Géogr. Pyr. S.-Ouest*, t. 39, n° 3, 249-272.
- Bertrand G., 1974. - *Essai sur la systématique du paysage : les montagnes cantabriques centrales*. Thèse Lettres, Université de Toulouse.
- Bertrand G., 1975. - Pour une histoire écologique de la France rurale. In : *Histoire de la France rurale, sous la direction de G. Duby*, t. 1, 35-113.
- Bertrand G. & Dolfuss O., 1973. - Essai d'analyse écologique de l'espace montagnard. *Espace géogr.*, n° 3, 165-170.
- Beschel R.E., 1961. - Dating rock surfaces by lichen growth and its application to glaciology and physiography (lichonometry). *Geol. Arctic.*, 11, 1044-1062.
- Beskow G., 1947. - *Soil freezing and frost heaving with special application to roads and railroads*. (translated by J.O. Osterberg), Northwestern Univ. Technol. Inst., 145 p.
- Billard A., 1973. - Paléosols quaternaires de l'Atla Pianura de Milan, interprétation stratigraphique et paléoclimatique. *Bull. Assoc. fr. Etud. Quatern.*, 4, 267-286.
- Birot P., 1937. - *Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles*. Thèse Lettres, Baillères, Paris, 315 p.
- Birot P., 1949. - *Essai sur quelques problèmes de morphologie générale*. Lisbonne.
- Birot P., 1959. - *Précis de géographie physique générale*. Paris, A. Colin, 403 p.
- Birot P., 1965. - *Les formations végétales du Globe*. S.E.D.E.S., Paris, 508 p.
- Birot P., 1968. - Les développements récents des théories de l'érosion glaciaire. *Ann. Géogr.*, n° 419, LXXVII^{ème} année, 1-13.
- Birot P., 1981. - *Les Processus d'érosion à la surface des continents*. Masson, Paris, 607 p.
- Blache J., 1965. - Les résultats de l'érosion glaciaire. *Méditerranée*, n° 1, 5-31.
- Blachère J.R., 1977. - Les essais cycliques de gel et dégel et les théories de la gélivité. VI^{ème} Congrès Fond. fr. Etud. Nord., Le Havre, 1975, rapport 201, Actes et Documents, n° 6, 161-166.

- Blachère J.R., 1977. - Le gel de l'eau dans les matériaux poreux. *VIème Congrès Fond. fr. Etud. Nord.*, Le Havre, 1975, rapport 304, *Actes et Documents*, n° 6, 295-303.
- Blackwelder E., 1927. - Fire as an agent in rock weathering. *J. Géol.*, 35, 2, 134-140.
- Blagbrough J.W. & Breed W.J., 1967. - Protalus remparts on Navajo Mountain. Southern Utah. *Am. J. Sci.*, 265, 759-772.
- Blagbrough J.W. & Farkas S.E., 1968. - Rock glaciers in the San Mateo mountains. South central New Mexico. *Am. J. Sci.*, 266, 812-823.
- Bodéré J.C. & Moign A., 1978. - Quelques nouveautés dans la connaissances des phénomènes périglaciaires. *Norois*, n° 100, 579-590.
- Bollinne A., 1977. - La vitesse de l'érosion sous culture en région limoneuse. *Pédologie*, 27, 191-206.
- Bollinne A., Hanotiaux G. & Pissart A., 1978. - L'érosion en milieu agricole. *Pédologie*, XXVIII, Gand, 141-144.
- Bomer B., 1977. - Principaux points critiques dans l'interprétation du relief des massifs anciens. *102è Congrès des Sociétés Savantes, section Géographie*, 47-56.
- Bomer B., 1977-78. - Les phénomènes périglaciaires dans le bassin de l'Ebre (Espagne septentrionale). In : *Colloque sur le périglaciaire d'altitude du domaine méditerranéen et abords*, Strasbourg, Assoc. Géogr. Alsace, 1978, 169-176.
- Bonifay E., 1962. - *Recherches sur les terrains quaternaires dans le Sud-Est de la France*. Publ. Inst. Préhist. Univ. Bordeaux, Mém. n° 2, 194 p.
- Bonnamour J., 1967. - Terre arable et milieu humain. *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, n° 354, 47-52.
- Borde J., 1966. - *Les Andes de Santiago et leur avant pays. Etude de géomorphologie*. Thèse Lettres, Bordeaux, 559 p.
- Bornand M. & alii, 1976. - Les actions fluviatiles dans le bassin du Rhône. In : *La Préhistoire française, t. I : Les civilisations paléolithiques et mésolithiques de la France*. Publié à l'occasion du IXè Congrès de l'U.I.S.P.P. (Nice).
- Botch S.G., 1946. - Les névés et l'érosion par la neige dans la partie nord de l'Oural. *Bull. Soc. Geogr. U.R.S.S.*, t. 78, n° 2, 201-234. En russe, traduction Ketchian S.
- Boulaine J., 1970. - *Les sols de France*. P.U.F.
- Bourdier F., 1961. - *Le bassin du Rhône au Quaternaire. Géologie et préhistoire*. CNRS, Paris, 364 p.
- Bourdier F., 1967. - *Préhistoire de France*. Paris, 412 p.
- Bourgeat F., Balas B. & Revel J.C., 1980. - Influence de la morphogenèse et de la pédogenèse sur l'opposition des versants en moyenne montagne. Etude de la vallée de la Ballongue (Pyrénées Ariégeoises). *Rev. Géomorphol. dyn.*, t. XXIX, n° 2, 66-78.

- Bout P., 1953. - *Etudes de géomorphologie dynamique en Islande*. Expéditions polaires françaises. Missions Paul Emile Victor. Actualités Sci. Ind., n° 1197, Hermann, Paris, 176 p.
- Bout P., Corbel J., Derruau M., Garavel L. & Péguy Ch.P., 1955. - Bout P., Corbel J., Derruau M., Garavel L. & Péguy Ch.P., 1955. - Géomorphologie et glaciologie en Islande centrale. *Noröis*, n° 8, 2ème année, 461-574.
- Bout P. & Godard A., 1973. - Aspects du modelé périglaciaire en Scandinavie du nord. Problèmes de genèse, comparaisons. *Biul. peryglac.*, n° 22, 49-79.
- Boyé M., 1949. - Importance du défonçage périglaciaire dans l'élabo-ration des formes glaciaires. *C. R. Acad. Sci., Paris, Série D*, t. 229, 723-724.
- Boyé M., 1950. - *Glaciaire et périglaciaire de l'Ata-Sund Nord-oriental, Groenland*. In : Expéditions polaires françaises. Mis-sions Paul Emile Victor I, Paris, Hermann, 176 p.
- Boyé M., 1952. - Gélivation et cryoturbation dans le massif du Mont Perdu (Pyrénées centrales). *Pirineos*, VIII, 5-29.
- Boyé M., 1968. - Défense et illustration de l'hypothèse du "dé-fonçage périglaciaire". *Biul. Périglac.*, n° 17, 5-56.
- Bravard Y., 1963. - *Le bas Dauphiné : recherches sur la morpho-logie d'un piedmont alpin*. Impr. Allier, Grenoble, 504 p.
- Bravard Y., 1980. - Formes d'altitude dans le manteau superficiel des régions de schistes lustrés et "périglaciaire" montagnard. *Rev. Géogr. alp., numéro spécial : Montagnes et Montagnards, Mélanges offerts à P.Veyret*, 195-206.
- Brewer R., 1964. - *Fabric and mineral analysis of soils*. New York, 470 p.
- Brewer R. & Pawluk S., 1975. - Investigations of some soils deve-lopped in hummocks of the Canadian Sub-Arctic and Southern Arctic Regions. I- Morphology and Micromorphology. *Can. J. Soil Sci.*, 55, 301-319.
- Brochu M., 1964. - Essai de définition des grandes zones périgla-ciaires du globe. *Z. Géomorphol.*, 8, 1, 32-39.
- Brochu M., 1969. - Indice de gélivation de la roche en place et des formations meubles. *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, n° 373-374, 469-477.
- Brossard Th. & Petiot R., 1973. - Formation de litages cryonivaux en matériel meuble. *Cah. Géogr. Besançon*, n° 7, 80-88.
- Brunet R., 1956. - Deux processus d'érosion en haute montagne pyrénéenne. *Rev. Géomorphol. dyn.*, n° 9-10, 143-147.
- Brunet R., 1957. - L'érosion accélérée dans le Terrefort tou-lousin. *Rev. Géomorphol. dyn.*, 33-40.
- Brunet R., 1968. - *Les phénomènes de discontinuité en Géographie*. Mém. et Documents, CNRS, vol. 7, 113 p.
- Brunsdén D. (compiled by british Geomorphological Research Group by), 1971. - *Slopes, form and process*. Institute of British Geographers, Londres, 178 p.
- Bryan K., 1934. - Geomorphic processes at high altitude. *Geogr. Review*, 24, 655-656.

- Bryan K., 1946. - Cryopedology. The study of frozen ground and intensive frost action with suggestions on nomenclature. *Ann. Journ. Sci.*, 244, 622-642.
- Büdel J., 1977. - *Klima - Geomorphologie*. Geb. Borntraeger, Berlin-Stuttgart, VIII, 304 p.
- Bunting B., 1977. - The occurrence of vesicular structures in arctic and subarctic soils. *Z. Geomorphol.*, 21, 87-95.
- Cailleux A., 1948. - Le ruissellement en pays tempéré non montagneux. *Ann. Géogr.*, t. LVII, 21-39.
- Cailleux A., 1970. - Dénomination descriptive et génétique des fentes de cryoturbation. *Rev. Géogr. Montréal*, vol. XXIV, n° 3, 310-313.
- Cailleux A. & Taylor G., 1954. - *Crypédologie, étude des sols gelés*. Paris, Hermann, 216 p.
- Cailleux A. & Tricart J., 1963. - *Initiation à l'étude des sables et des galets*. Paris, S.E.D.E.S., 3 tomes.
- Caine N., 1963. - The origin of sorted stripes in the Lake District, northern England. *Geogr. Ann., Ser. A*, 45, 172-179.
- Carbiener R., 1964 a. - Etude de la genèse des "réseaux de buttes gazonnées" ou "thufur", une forme de sol cryoturbé, dans les hautes Vosges. *C. R. Acad. Sci., Série D, Paris*, t. CCLVIII, 5 503-5 505.
- Carbiener R., 1964 b. - La détermination de la limite naturelle de la forêt par des critères pédologiques et géomorphologiques dans les hautes Vosges et dans le Massif Central. *C. R. Acad. Sci., Série D, Paris*, t. CCLVIII, 4 136-4 138.
- Carnet C., Mérot P. & Ruellan A., 1979. - Approche du rôle des talus dans la distribution des sols et dans le fonctionnement hydrique et hydrologique d'un bassin-versant bocager en région granitique de Bretagne. *Bull. Assoc. fr. Etud. des Sols*, 4, 377-397.
- Carson M.A. & Kirky M.J., 1972. - *Hillslope form and process*. Cambridge Univ. Press, 475 p.
- Carson M.A. & Lajoie G., 1981. - Some constraints on the severity of landslide penetration in sensitive deposits. *Géogr. phys. Quatern.*, Presses de l'Université de Montréal, vol. XXXV, n° 3, 301-316.
- Cartographie géomorphologique, 1971. - Travaux de la R.C.P. 77. *Mémoires et Documents*. CNRS Ed., nouvelle série, vol. 12, 263 p.
- Cavaille A., 1953. - L'érosion actuelle en Quercy. *Rev. Géogr. dyn.*, n° 2, 57-75.
- Chaline J., 1972. - *Le Quaternaire : l'histoire humaine dans son environnement*. Doin Ed., Paris, 338 p.

- Chardon M., 1975. - Observations sur la formation des versants régularisés ou versants de Ritcher. *Actes du Symposium sur les versants en pays méditerranéens, Aix-en-Provence, C.E.G.E.R.M.*, vol. V, 25-27.
- Charlesworth M., 1957. - *The Quaternary era*. London Ed. Arnold publishers, 2 volumes, 1 700 p.
- Charre J.P. & Lautridou J.P., 1975. - Expériences de cryoclastie sur des grès et roches vertes. *Bull. Géogr. alp.*, t. 43, n° 2, 253-261.
- Cholley A., 1950. - Morphologie structurale et morphologie climatique. *Ann. Géogr.*, 321-335.
- Chorley R.J., 1972. - *Spatial analysis in geomorphology*. Methuen & Co, Londres, 393 p.
- CNRS, Centre de Géomorphologie de Caen & Institut de Géographie, Aix-en-Provence, 1980. - Observations sur quelques formes et processus périglaciaires dans le massif de Chambeyron (Alpes de Haute-Provence). *Rev. Géogr. alp.*, Fr., 68, n° 4, 349-382.
- Collier D., 1961. - Mise au point sur le processus de l'altération des granites en pays tempérés. *Ann. Agron.*, INRA, vol. 12, n° 3, 273-331.
- Colloque Erosion Agricole des Sols en Milieu Tempéré non Méditerranéen, Strasbourg-Colmar, 1979. - publié par H. et Th. Vogt, Laboratoire de Géographie physique, Strasbourg, 262 p.
- Colloque de Perpignan, 1981. - La limite supérieure de la Forêt et sa valeur de seuil. 16 avril 1981, publ. 1982, 174 p.
- Colloque sur les formations de versants hétérogènes, Caen, 1979. - Bull.24, Centre de Géomorph., CNRS, 200 p.
- Conchon O., 1975. - *Les formations quaternaires de type continental en Corse orientale. I- Observations et interprétations. II- Documents annexes*. Thèse Sciences, 2 volumes, 514 p. + 243 p.
- Cooke R.U., Doornkamp J.C., 1974. - *Geomorphology in environmental management. An introduction*. Clarendon Press Oxford, 413 p.
- Coque R., 1966. - Le quaternaire de Tunisie. *Quaternaria*, 8, 139-154.
- Coque R., 1977. - *Géomorphologie*. A.Collin, Coll. U, Paris, 430 p.
- Coque R. & Raynal R., 1970. - Recherches géomorphologiques préliminaires dans la région de la baie du Roi (Nord-Ouest du Spitzberg) : Modélé et dynamique des grands versants et des piémonts. *Mémoires et Documents*, CNRS Ed., nouvelle série, vol. 10, 125-147.
- Corbel J., 1954. - Sols striés et éboulis ordonnés. *Rev. Géomorphol. dyn.*, n° 1, 31-32.
- Corbel J., 1959. - Vitesse de l'érosion. *Z.Géomorphol.*, 3, 1, 28-39.
- Corbel J., 1962. - *Neiges et glaciers*. A.Colin, Paris, 224 p.
- Corbel J., 1964. - L'érosion terrestre, étude quantitative (méthodes, techniques, résultats). *Ann. Géogr.*, n° 398, 385-412.

- Cornwall I., 1970. - *Ice Ages. Their nature and effects*. John Baker Ltd., London, 180 p.
- Corte A.E., 1963. - Relationship between four ground patterns, structure of the active layer, and type and distribution of ice in the permafrost. *Biul. Peryglac.*, 12, 7-90.
- Corte A.E., 1966. - Particule sorting by repeated freezing and thawing. *Biul. Peryglac.*, 15, 176-240.
- Cosandey Cl.M. & Kobilinski A., 1981. - Les relations entre la pluie et le ruissellement dans le bassin de Carnoët (Sud-Finistère, Fr.) In : *Eaux et Climats, Mélanges Géographiques offerts à CH.P. Péguy*, 143-146.
- Costin A.B., Jennings J.N., Bautovich B.C. & Wimbush D.J., 1973. - Forces developed by snowpatch action. Mount Twynam, Snowy Mountains, Australia. *Arct. Alp. Res.*, vol. 5, n° 2, 121-126.
- Costin A.B. & Al., 1964. - Snow action on Mount Twynam, Snowy Mountains, Australia. *J. Glaciology*, 5, 38, 219-228.
- Cotton C.A., 1947. - *Climatic accidents in landscape making*. Whitcombe and Tombs, Christchurch, 354 p.
- Coudé A., 1977. - Formations superficielles et dernière grande glaciation en Irlande occidentale. *Bull. Centre Géomorphol. Caen*, n° 22, 51 p.
- Coudé A., 1979. - La formation caillouteuse sous-glaciaire d'Irlande occidentale. *Bull. Centre Géomorphol. Caen*, n° 24.
- Coudé-Gaussen G., 1979. - *Les serras da Peneda et do Geres : formes et formations d'origine froide en milieu granitique*. Thèse de 3^{ème} Cycle, Paris I, 607 p. multigr.
- Coudé-Gaussen G. & Denèfle M., 1980. - La signification du développement récent de la lande d'altitude dans le Portugal septentrional d'après l'étude de deux tourbières. *Bull. Assoc. fr. Etud. Quatern.*, 3, 107-115.
- Courtin J., Guilaine J. & Mohen J.P., 1976. - Les débuts de l'agriculture en France : les documents archéologiques. In : *La Préhistoire française*, t. II, sous la direction de J. Guilaine, 172-180.
- Coutard J.P. & Lautridou J.P., 1971. - Expériences de cryoclastie effectuées sur des roches du briovérien (Saint-Lois, Coutançais). *Bull. Centre Géomorphol. Caen*, n° 10, 11-28.
- Coutard J.P. & Lautridou J.P., 1977. - Effets du gel sur diverses roches de Normandie (grès, granites, silex). *Bull. Soc. Limn. Norm.*, 105 (1975-76), 79-82.
- Couteaux M., 1974. - Présence de sols striés en région subméditerranéenne : pédogenèse, végétation et climat. *Bull. Soc. Langued. Géogr.*, t. 8, fasc. 3-4, 233-240.

- Couvreur G., 1977-78. - Les limites de l'action du froid, actuelles et quaternaires, dans le Haut-Atlas Central (Maroc). In : *Colloque sur le périglaciaire d'altitude du domaine méditerranéen et abords*, Strasbourg, Assoc. Géogr. Alsace, 1978, 115-121.
- Couvreur G., 1978. - *Le haut Atlas central calcaire (Maroc)*. Thèse Lettres, Université de Strasbourg, 2 volumes, 876 p.
- Curmi P., 1979. - *Altération et différenciation pédologique sur granite en Bretagne. Etude d'une toposéquence*. Thèse Doc. Ing., Ecole Nat. Sup. Agron., Rennes.
- Curmi P., 1979 b. - Genèse d'une structure litée à granulométrie hétérogène dans une arène granitique. *C. R. Acad. Sci., Série D, Paris*, n° 288, 731-733.
- Czeppe Z., 1976. - Studies on the differentiation of geographical environment in the Southern Poland. *Prace Geogr.*, 43, 103-113.
- Dacharry M., 1974. - *Hydrologie de la Loire en amont de Gien*. Thèse Lettres, 2 volumes, 640 p.
- Dahl R., 1966. - Block fields, weathering pits and tor like forms in the Narvik mountains. Nordland Norway. *Geogr. Ann., Ser. A*, 48ème année, n° 2, 55-87.
- Dahl R., 1968. - Glacial accumulation, drainage and ice recession in the Narvik Skojmen District. Norway. *Norsk geogr. Tidsskr.*, 22, n° 2, 101-165.
- Darmois-Théobald M., 1972. - Le rôle morphologique de la neige. *Ann. Sci. Univ. Besançon, 3ème série, Géol.*, fasc. 16, 111-127.
- Darmois-Théobald M., 1975. - Variétés lithologiques du socle vosgien et formes glaciaires dans le bassin de la Meurthe supérieure. In : *Actes du Symposium organisé par A. Godard et R. Raynal (1975) : Modelés d'origine froide et roches cristallines.*, 11-19.
- Daveau-Ribeiro S., 1971. - La glaciation de la Serra da Estrella. *Finisterra, Port.*, vol. VI, 11, 4-40.
- Daveau S., 1973. - Quelques exemples d'évolution quaternaire des versants au Portugal. *Finisterra, Port.*, vol. VIII, 15, 5-47.
- Daveau S., 1977-78. - Le périglaciaire d'altitude au Portugal. In : *Colloque sur le périglaciaire d'altitude du domaine méditerranéen et abords.*, Strasbourg, Assoc. Géogr. Alsace, 1978, 63-78.
- Davies J.L., 1969. - *Landforms of cold climates*. M.I.T. Press, Massachusetts, 200 p.
- Demangeot J., 1941. - Contribution à l'étude de quelques formes de nivation. *Rev. Géogr. alp.*, t. XXIX, 337-352.
- Demangeot J., 1963. - *Géomorphologie des Abruzzes adriatiques*. Thèse Lettres, Mémoires et Documents, Ed. CNRS, 403 p.

- Demangeot J., 1978. - L'étage périglaciaire au Gran Sasso (2 912 m), Italie centrale. In : *Colloque sur le périglaciaire d'altitude du domaine méditerranéen et abords*, Strasbourg, Assoc. Géogr. Alsace, 209-220.
- Demek J., 1969. - Cryogenic processes and development of cryoplanation terraces. *Biul. Periglac.*, n° 48, 115-125.
- Demek J., 1972. - Cryopedimentation : an important type of slope development in cold environment. *International Géogr.*, Montréal, 15-17.
- Derruau M., 1956. - Les formes périglaciaires du Labrador Ungava Central comparées à celles de l'Islande Centrale. *Rev. Géomorphol. dyn.*, VII, 12-16.
- Derruau M., 1974. - *Précis de géomorphologie*. Masson, 6ème édition, Paris, 393 p.
- Deveau J., 1963. - Mesures de la neige. *Météorologie*, Paris, 7-8, 265-288.
- Dewolf Y., 1970. - Contribution à l'étude des versants calcaires au Spitzberg (Kongsfjorden). *Mémoires et Documents, nouvelle série*, Ed. cnrs, vol. 10, 149-155.
- Dewolf Y., 1982. - *Le contact Ile de France - Basse Normandie. Evolution géodynamique*. Thèse Lettres, 253 p., 16 pl.
- Dictionnaire de la Géographie, 1970, sous la direction de P. Georges. P.U.F., Paris, 448 p.
- Dionne J.C., 1969. - Nouvelles observations de fentes de gel fossiles sur la côte sud du Saint-Laurent. *Rev. Géogr. Montréal*, vol. XXIII, n° 3, 307-316.
- Dionne J.C., 1971. - Fentes de cryoturbation tardiglaciaires dans la région de Québec. *Rev. Géogr. Montréal*, vol. XXV, n° 3, 245-264.
- Dionne J.C., 1975. - Bibliographie annotée sur les formes et structures périglaciaires fossiles au Canada méridional. *Biul. Periglac.*, n° 24, 369-371.
- Dionne J.C., 1978. - Formes et phénomènes périglaciaires en Jamésie, Québec Subarctique. *Géogr. phys. Quatern.*, vol. XXXII, n° 3, 187-247.
- Dionne J.C., 1978 b. - Les champs de blocs en Jamésie, Québec Subarctique. *Géogr. phys. Quatern.*, vol. XXXII, n° 2, 119-144.
- Dionne J.C., 1981. - Formes d'éjection périglaciaires dans le bouclier laurentidien, Québec. *Rev. Géomorphol. dyn.*, XXX, n° 4, 113-124.
- Dollfus O., 1970. - *L'espace géographique*. Que Sais-je ?, n° 1390, P.U.F., Paris, 126 p.
- Douglas G.R., 1980. - Magnitude frequency study of rockfall in CO Antrim, North Ireland. *Earth Surf. Process*, vol. 5, n° 2, 123-130.

- Douguedroit A., 1976. - *Les paysages forestiers de la Haute-Provence et des Alpes - Maritimes. Géographie: Ecologie. Histoire.* Thèse Lettres, Aix-en-Provence, 550 p.
- Dresch J., 1937. - De la Sierra Nevada au Grand Atlas, formes glaciaires et formes de nivation. *Mélanges de Géographie et d'Orientalisme offerts à E.F.Gautier, Tours*, p. 194.
- Dresch J., 1941. - *Recherches sur l'évolution du relief dans le massif central du Grand Atlas de Marrakech, le Haouz et le Sous.* Thèse Lettres, Paris, 708 p.
- Dresch J., 1970. - Observations sur les buttes gazonnées, les tourbières et les "palsas" en Laponie. *Acta geogr. Lodz., Pol.*, n° 24, 129-134.
- Dresch J. & Raynal R., 1953. - Formes glaciaires et périglaciaires dans le Moyen Atlas. *C. R. Soc. Géol. Fr.*, 11-12, 195-197.
- Duchaufour P., 1970. - *Précis de Pédologie.* 3^{ème} édition, Paris, Masson, 482 p.
- Duchaufour P., 1976. - *Atlas écologique des sols du monde.* Paris, Masson, 178 p.
- Dumanski J., Mc Keague J.A. & Acton C.J., 1974. - Studies in soil micromorphology in Canada. In : *Soil Microscopy, Proc. IVth Intern. Meet. on soil micromorphology.* Ed. G.K.Rutherford, Kingston, Ontario, Canada, 84-100.
- Duplessy J.C., Delibrias G. & Lalou C., 1974. - Paléoclimatologie des quinze derniers millénaires à l'aide des méthodes nucléaires. *Bull. Soc. langued. Géogr.*, t. 8, fasc. 3-4, 221-224.
- Dylik J., 1967. - Solifluxion, congelifluxion and related slope processes. *Geogr. Ann.*, 49^{ème} année, 2-4, 167-177.
- Dylikowa A., 1962. - Notion et terme "périglaciaire". *Biul. Periglac.* n° 11, 149-163.
- Dzulynsky S. & Pekala K., 1980. - Bog cirques and solifluction valleys in granitic rocks. *Z. Geomorphol., R.F.A.*, 24, n° 2, 219-235.
- Elhaï H., 1964. - *Les paysages végétaux au Quaternaire en Europe occidentale.* C.D.U., Paris.
- Elhaï H., 1968. - *Biogéographie.* Coll. U, A.Colin, Paris, 406 p.
- Embleton C. & King C.A.M., 1975. - *Glacial and periglacial geomorphology.* - volume 2 : *Periglacial geomorphology.* 2^{ème} édition, Ed. Arnold, Londres, 203 p.
- Enjalbert H., 1960. - *Le modelé et les sols des pays aquitains.* Thèse Lettres, Bordeaux.
- Erhart H., 1967. - *La genèse des sols, en tant que phénomène géologique. Esquisse d'une théorie géologique et géochimique. Biostasie et rhexistasie.* 2^{ème} édition, Masson, Paris, 178 p.

- Erroux J., 1976. - Les débuts de l'agriculture en France : les céréales. In : *La Préhistoire française*, t. II, sous la direction de J.Guilaine, 186-192.
- Escalon de Fonton M., 1971. - Stratigraphie, effondrements, climatologie des gisements préhistoriques du Sud de la France, du Würm III à l'Holocène. *Bull. Assoc. fr. Etud. Quatern.*, 4, 199-207.
- Escourrou G., 1980. - *Climat et Environnement. Les facteurs locaux du climat*. Masson, 182 p.
- Estienne P. & Godard A., 1970. - *Climatologie*. Coll. U, A.Colin, 360 p.
- Etlicher B., 1978-79. - Note méthodologique sur l'interprétation des courbes granulométriques d'arènes granitiques. *Bull. Rhod. Géomorphol.*, 4-5, 29-43.
- Evans I.S., 1969. - The geomorphology and morphometry of glaciated and nival areas. In : *Water, Earth and Man*, R.J.Chorley, Ed. Methuen, 369-380.
- Evans I.S., 1974. - *The geomorphology and asymmetry of glaciated mountains with special reference to the Bridge river ; District, British Columbia*. Thesis Saint-Catharine's college, Cambridge, 449 p. ronéo.
- Evans I.S. & Cox A., 1974. - Geomorphometry and the operational definition of cirque. *Area*, 4 p.
- Fedoroff N., 1965. - Sur les paléosols quaternaires des climats tempérés. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, vol. VII, fasc. 1, 79-87.
- Fedoroff N., 1966. - Les cryosols. *Sciences du Sol*, 2, 77-109.
- Fedorova N.N. & Yarilova T., 1972. - Morphology and genesis of prolonged seasonally frozen soils in Western Siberia. *Geoderma*, 7, 1-13.
- Fènelon P., 1956. - Les "rideaux" de la Picardie et de la Péninsule Ibérique. *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, n° 255-256, 2-9.
- Fitzpatrick E.A., 1956. - An indurated soil horizon formed by permafrost. *Journ. Soil Sci.*, 7, 248-254.
- Flageollet J.C., 1976. - Aperçu sur la genèse des formations de versants cristallins en Limousin : portée et limite des actions périglaciaires. In : *Actes du Symposium organisé par A.Godard et R.Raynal (1975) : Modèles d'origine froide et roches cristallines*, Paris, 111-126.
- Flint R.F., 1971. - *Glacial and quaternary geology*. New-York, J.Wiley and Sons Ed., 892 p.

- Fort M., 1977-78. - Sur quelques aspects périglaciaires du versant tibétain de la haute chaîne himalayenne : exemple de la haute vallée de Gya (Centre-Ouest Népal). In : *Colloque sur le périglaciaire d'altitude du domaine méditerranéen et abords*, Strasbourg, Assoc. Géogr. Alsace, 311-320.
- Fort M., 1981. - Un exemple de milieu périglaciaire sec d'altitude : le versant tibétain de la chaîne himalayenne. In : *Hommage à R. Raynal*, Rech. Géogr. Strasbourg, n° 16-17, 169-178.
- Fournier F., 1960. - *Climat et érosion. La relation entre l'érosion du sol par l'eau et les précipitations atmosphériques*. P.U.F., Paris, 201 p.
- Fournier F., 1966. - Utilisation des bassins-versants d'investigation hydrologique par l'étude de l'érosion du sol. *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, n° 348-349, 49-52.
- French H.M., 1976. - *The periglacial environment*. Longman, Londres, 309 p.
- Frenzel B., 1979. - L'homme comme facteur géologique en Europe. *Bull. Assoc. fr. Etud. Quatern.*, 4, 191-199.
- Francou B., 1981. - *Géodynamique des éboulis et formes associées de La Combe de Laurichard, Hautes-Alpes*. Thèse de 3^{ème} Cycle, Grenoble, 153 p.
- Furon R., 1947. - *L'érosion du sol*. Paris, 218 p.
- Gabert P., 1962. - *Les plaines occidentales du Pô et leurs piémonts (Piémont, Lombardie occidentale et centrale). Etude morphologique*. Gap, Louis Jean Impr., 531 p.
- Gabert P., 1964. - Premiers résultats des mesures d'érosion sur des parcelles expérimentales dans la région d'Aix-en-Provence. *Méditerranée*, avril-juin, 169-182.
- Gabert P. & Lautridou J.P., 1970. - Comportement au gel de quelques calcaires de la région d'Aix-en-Provence. *Bull. Centre Géomorphol. Caen*, n° 6, 63-72.
- Gabert P., Marre A. & Riser J., 1981. - Processus d'érosion avec intervention du gel sur des versants-témoins en Basse-Provence intérieure (France). *Méditerranée*, n° 1, 13-20.
- Galibert G., 1965. - *La haute montagne alpine. L'évolution actuelle des formes dans les hauts massifs des Alpes et dans certains reliefs de comparaison (à l'exclusion des montagnes désertiques)*. Thèse Lettres, Impr. Bouisseau, Toulouse, 405 p.
- Gangloff P., 1970. - Structures et gélisols reliques dans la région de Montréal. *Rev. Géogr. Montréal*, vol. XXIV, n° 3, 241-255.
- Gangloff P. & Cailleux A., 1976. - Indices possibles de pergélisol discontinu. *Biul. Peryglac.*, n° 26, 223-235.
- Gaudet F., 1975. - *Les régimes glaciaires des cours d'eau alpins*. Thèse Lettres, Brest, Atelier de reproduction des thèses de Lille III., 417 p.

- Garcia R., 1960. - Mesures du transport de la neige par le vent. In : *Météorologie Nationale*, janvier-mars, 205-218.
- Gardner J., 1969. - Snowpatches : their influence on mountain wall temperatures and the geomorphic implications. *Geogr. Ann.*, vol. 51, n° 3, 114-120.
- Garnier M., 1964. - Valeurs normales des températures en France, 1921-1950. *Monographie de la Météorologie Nationale*, Paris, n° 30.
- Garnier M., 1967. - Climatologie de la France. Sélection des données statistiques. *Mémorial de la Météorologie Nationale*, n° 30, 291 p.
- Garreau J., 1981. - Morphologie périglaciaire dans les Monts d'Arrée (Bretagne occidentale). In : *Hommage à R. Raynal*, *Rech. Géogr. Strasbourg*, n° 16-17, 3-6.
- George P., 1970. - *Les méthodes de la géographie*. Que Sais-je ? n° 1398, P.U.F., Paris.
- Gerlach T., 1963. - Les terrasses de culture comme indice des modifications des versants cultivés. *Nachrichten der Akademie der Wissenschaften in Göttingen - II- Mathematisch - Physikalische Klasse*, 238-249.
- Gerlach T., 1972. - Contribution à la connaissance du développement actuel des buttes gazonnées (Thufurs) dans les Tatras polonaises. *Actes du Symposium international de géomorphologie consacré à l'étude des processus périglaciaires pour l'expérimentation en laboratoire et la mesure de la dynamique sur le terrain*, Université de Liège, 57-74.
- Gignoux M., 1931. - Les sols polygonaux dans les Alpes et la genèse des sols polaires. *Ann. Géogr.*, 610-619.
- Gilabert Chr. & Regagnon J.P., 1976. - L'érosion actuelle dans les Albères (Pyrénées orientales). *Rev. Géogr. Pyr. S.-Ouest*, t. 47, fasc. 3, 249-260.
- Girard M. & Renault-Miskovsky J. 1979- Analyse pollinique de la grotte de Coupe-Gorge à Montmaurin (Haute-Garonne). *Bull. Assoc. fr. Etud. Quatern.*, 4, 175-189.
- Godard A., 1963. - Morphologie des socles et des massifs anciens. A propos de quelques thèses récentes. *Rev. Géogr. Est*, n° 1, 75-92.
- Godard A., 1964. - Morphologie des socles et des massifs anciens. *Rev. Géogr. Est*, n° 1, 77-96.
- Godard A., 1965 a. - Morphologie des socles et des massifs anciens. Questions d'altération. *Rev. Géogr. Est*, n° 1, 92-101.
- Godard A., 1965 b. - L'efficacité de l'érosion glaciaire en Ecosse du Nord-Ouest. *Rev. Géomorphol. dyn.*, t. XII, 32-42.
- Godard A., 1965 c. - *Recherches de géomorphologie en Ecosse du Nord-Ouest*. Thèse Lettres, Paris, Les Belles Lettres, Publications de la Fac. Lettres, Univ. Strasbourg. Fondation Baulig. Dif. Ophrys Ed. Gap, 701 p.
- Godard A., 1966. - Morphologie des socles et des massifs anciens. Les "Tors" et le problème de leur origine. *Rev. Géogr. Est*, n° 1-2, 153-170.

- Godard A., 1967. - Morphologie des socles et des massifs anciens. Erosion différentielle et tectonique récente. *Rev. Géogr. Est*, n° 7, 201-209.
- Godard A., 1972. - Recherches françaises concernant la géomorphologie des roches cristallines. In : *Recherches géographiques en France* (Montréal), 1972, Comité national français de Géographie, 37-45.
- Godard A., 1975 a. - Arènes litées et convois limoneux à blocs sur les versants cristallins des massifs anciens. In : *Mélanges offerts à G.Viers, Toulouse*, 283-298.
- Godard A., 1975 b. - Modelés d'origine froide et roches cristallines. *Symposium organisé à Paris par A.Godard et R.Raynal. Bull. Assoc. Géogr. fr.*, n° 422-423, 37-82.
- Godard A., 1977 a. - Pays et paysages du granite. Introduction à une géographie des domaines granitiques. P.U.F., Paris, 232 p.
- Godard A., 1977 b. - Géomorphologie des socles. *Rev. Géogr. Est*, n° 3-4, 145-189.
- Godard A., 1979. - Reconnaissance dans l'extrémité nord du Labrador et du Nouveau Québec : contribution à l'étude géomorphologique des socles des milieux froids. *Rev. Géomorphol. dyn.*, t. XXVIII, n° 4, 125-142.
- Godard A., 1979. - Les problèmes posés par l'association arènes déplacées/ formations limoneuses à blocs sur les versants cristallins des massifs anciens. *Table ronde sur les formations de versants hétérogènes, Caen, Mars 1979. Bull. Centre Géomorphol., Caen*, 24, 5-14.
- Godard A. & Coll., 1972. - Quelques enseignements apportés par le Massif Central français dans l'étude géomorphologique des roches cristallines. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 2, vol. XIV, fasc. 3, 265-296.
- Godard A. & Houel-Ganglof F., 1965. - Essais de gélifraction artificielle pratiqués sur des calcaires et des grès lorrains. *Rev. Géogr. Est*, 125-139.
- Grelou-Orsini C., 1966. - Problème de chronologie du Quaternaire continental corse. *Congr. Préhist. fr., Ajaccio*, 90-94.
- Grelou-Orsini C., 1975. - Contribution à l'étude de l'érosion différentielle, caractères originaux de quelques formes glaciaires développées sur roches cristallines en Corse. In : *Actes du Symposium organisé par A.Godard et R.Raynal, Paris, 1975 : Modelés d'origine froide et roches cristallines*, 23-30, ronéo.
- Guilcher A., 1950. - Nivation, altiplanation et solifluction dans les collines de Bretagne et dans le Devonshire. *Rev. Géomorphol. dyn.*, n° 2, p. 53.
- Guilcher A., 1981. - Sur la charge solide des cours d'eau péri-glaciaires actuels et pléistocènes. In : *Eaux et Climats, Mélanges Géographiques offerts à Ch. P.Péguy*, 241-249.
- Guillien Y., 1948. - Gel et dégel du sol : les mécanismes morphologiques. *Inf. géogr., Paris*, n° 3, 1-13.
- Guillien Y., 1952. - Cycle de gel, gel intense et gel prolongé. *Rev. Géogr. Lyon.*, 63-66.

- Guillien Y., 1954. - Le litage des grèzes. *C. R. Acad. Sci., Série D*, t. 238, 2250-2252.
- Guillien Y., 1955. - La couverture végétale de l'Europe pléistocène. *Ann. Géogr.*, n° 344, 241-276.
- Guillien Y., 1962. - Néoglaciale et Tardiglaciale. *Ann. Géogr.*, n° 383, 1-35.
- Guillien Y., 1963. - De l'Eémien à l'Holocène : Eoglaciale, Mésoglaciale, Néoglaciale. *Ann. Géogr.*, n° 393, LXXII année, 605-613.
- Guillien Y., 1964. - Grèzes litées et bancs de neige. *Geol. Mijnb., Ned*, 43, n° 3, 103-112.
- Guillien Y., 1968. - Chronostratigraphie de l'Europe würmienne. *Bull. Assoc. fr. Etud. Quatern.*, n° 16, 3, 155-174.
- Guillien Y., 1970. - Cryoclasses, calcaires et grottes habitées (note préliminaire). *Bull. Soc. Préhist. fr.*, t. 67, C.R.S.M., fasc. 8, 231-236.
- Guillien Y., 1974. - Grèzes, loess, groizes entre Manche et Méditerranée. *Notes et comptes-rendus du groupe de travail "Régionalisation du périglaciaire"*, C.G.A., Strasbourg, 39-43.
- Guillien Y., 1981. - Gel, neige, vents : les pléniglaciaires en Charente. In : *Hommage à R. Raynal, Rech. Géogr. Strasbourg*, n° 16-17, 7-18.
- Guillien Y. & Laplace G., 1978. - Les climats et les hommes en Europe et en Afrique septentrionale, de 28 000 B.P. à 10 000 B.P. *Bull. Assoc. fr. Etud. Quatern.*, 15, n° 4, 187-193.
- Guillien Y. & Lautridou J.P., 1970. - Recherches de gélification expérimentale : I- Calcaire des Charentes. *Bull. Centre Géomorphol. Caen*, n° 5, 53 p.
- Guillien Y. & Lautridou J.P., 1974. - Conclusions des recherches de gélification expérimentale sur les calcaires des Charentes. *Ibid.*, n° 19, 25-33.
- Guiter V., 1972. - Une forme montagnarde : le rock glacier. *Rev. Géogr. alp.*, t. IX, fasc. 3, 467-487.
- Haesaerts P. & Van Vliet B., 1973. - Evolution d'un permafrost dans les limons du Dernier Glaciaire à Harmignies. *Bull. Assoc. fr. Etud. Quatern.*, 3, 151-164.
- Hamelin L.E. & Cook F.A., 1967. - *Le Périglaciaire par l'image*. Les Presses de l'Université Laval, Québec, 237 p.
- Hammen T. van der, Maarleveld G.C., Vogel J.C. & Zagwijn W.H., 1967. Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the last glacial in the Netherlands. *Geol. Mijnb.*, 46, 79-95.
- Harris C. & Ellis S., 1980. - Micromorphology of soils in soliflucted materials, Okstindan, Northern Norway. *Geoderma*, 23, 11-29.
- Hétu B. & Gray J.T., 1980. - Evolution post-glaciaire des versants de la région de Mont-Louis, Gaspésie, Québec. *Géogr. phys. Quatern.*, 34, n° 2, 187-208.

- Hills R.C., 1969. - Comparative weathering of granite and quartzite in a periglacial environment. *Geogr. Ann., Série A*, vol. 51, n° 1-2.
- Huetz de Lempis A., 1970. - *La végétation de la terre*. Masson, Paris, 133 p.
- Humbert A., 1975. - Les ruptures de pente dans les terres cultivées : étude du phénomène en Andalousie. *Rev. Géogr. Est*, 15, 3-4, 275-292.
- Ichim J., 1976. - Aspects de la cryoplanation et de la cryopédimentation. *Rev. roum. Géol. Géophys, Géogr., Série Géogr., Roum.*, 20, 73-79.
- Icole M., 1970. - Une nouvelle méthode pour la paléopédologie du Pliocène et du Villafranchien des Pyrénées centrales : l'étude des galets de Quartzite à cortex d'altération. *Bull. Assoc. fr. Etud. Quatern.*, n° 2-3, 135-143.
- Icole M., 1973. - *Géochimie des altérations dans les nappes d'alluvions du piémont occidental nord-pyrénéen. Essai de paléopédologie quaternaire*. Thèse- Paris, 328 p. ronéo.
- Imeson A., 1976. - Some effects of burrowing animals on slope processes in the Luxembourg Ardennes. *Geogr. Ann.*, 58 A, 115-125.
- Ives J.D. & Barry R.G., 1974. - *Arctic and Alpine environments*. Methuen, London, 999 p.
- Ives R.L., 1940. - Rock glaciers in the Colorado Front Range. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 51, 1271-1294.
- Jahn A., 1951. - Cryoturbate phenomena of contemporary and the Pleistocene periglacial zone. *Acta Geol. Polonica*, vol. 1, 159-290.
- Jahn A., 1969. - Some problems concerning slope development in the Sudetes. *Biul. Peryglac.*, 18,
- Jahn A., 1967. - Some features of mass movement o, Spitzbergen slopes. *Geogr. Ann.*, 49 A., 2-4, p. 213.
- Jahn A., 1969 b. - Etude des versants dans les montagnes polonaises. *III^{ème} Colloque franco-polonais de Géographie, Académie polonaise des Sciences, Centre Scientifique à Paris*, fasc. 87, 41-45.
- Jahn A., 1979. - On holocene and present day morphogenetic processes in the Tatra mountains. *Stud. Geomorphol. Carp. Balcan, Pol.*, 13, 111-129.
- Jalut G., 1973. - Evolution de la végétation et du climat de l'extrémité orientale des Pyrénées pendant le Tardiglaciaire et le Post-glaciaire. *Bull. Assoc. fr. Etud. Quatern.*, n° 35, 55-68.
- Jalut G., 1974. - *Evolution de la végétation et variations climatiques durant les quinze derniers millénaires dans l'extrémité orientale des Pyrénées*. Thèse Sciences, Toulouse, 181 p.
- Jalut G., 1976. - Les débuts de l'agriculture en France : les défrichements. In : *La Préhistoire française*, t. II, sous la direction de J.Guilaine, 180-186.

- Joly F., 1961. - *Etudes sur le relief du sud-est marocain*. Thèse Lettres. Travaux de l'Institut Scientifique chérifien, Série Géologie et Géographie physique, n° 10, 578 p.
- Joly J., 1963. - Le rôle du vent dans la formation des dépôts de pente. *C.R.Acad. Sci., Série D*, t.256.
- Jonhson P.G., 1971. - Ice-cored moraine formation and degradation. Donjek glacier. Yukon territory, Canada. *Geogr. Ann.*, 53 A., n°3-4, 198-202.
- Jonhson R.B., 1967. - Rock streams on Mount Mestas Sangre de Cristo Mountains. Southern Colorado. *U.S. Geol. Survey, prof. paper*, 575 D. p.D. 217-D 220.
- Jorda M., 1972. - Etude des formations glaciaires de la région de Seyne (Alpes de Haute-Provence). Essai de corrélation avec celles de la Durance gapençaise. *Méditerranée*, n° 2, 51-72 bis.
- Jorda M., 1977-78. - Les formations à blocs des milieux subalpins et alpins des Alpes de Haute-Provence. Essai d'interprétation génétique et chronologique. In : *Colloque sur le périglaciaire d'altitude du domaine méditerranéen et abords*, Strasbourg, Assoc. Géogr. Alsace, 31-44.
- Jorda M. & Delibrias G., 1981. - Données nouvelles sur le Pléistocène supérieur des Alpes françaises du Sud. Le Würm récent du bassin de la Bléone (Alpes de Haute-Provence). *Bull. Assoc. fr. Etud. Quatern.* 3-4, 173-182.
- Journaux A., 1976. - Alternances du ruissellement et de la solifluxion dans les milieux périglaciaires : exemples canadiens et expérimentations. *Biul. Peryglac.*, n° 24, 269-273.
- Journaux A., 1976 b. - Les grèzes litées du Chatillonnais. *Bull. Assoc. fr. Etud. Quatern.*, n° 48-49, 123-138.
- Journaux A. & Bardey Ph., 1970. - Réflexions sur les sols polygonaux, les sols striés et les nids de pierres. *Acta Geogr. lodz.*, n° 24, 249-258.
- Journaux A. & Coutard J.P., 1972. - Etude de simulation de gel sur les grands modèles de sols. *Bull. Centre Géomorphol. Caen*, 13, 14, 15, 37-73.
- Journaux A. & Coutard J.P., 1974. - Expérience de thermoclastie sur des roches siliceuses. *Bull. Centre de Géomorph.*, CNRS, Caen, 18, 7-20.
- Journaux A. & Lautridou J.P., 1975. - Blocs et gélifracsts de grèzes de Bourgogne. *Laboratoire de Cryoclastie du Centre de Géomorphologie*, rapport n° 5, 16 p. ronéo.
- Julian M., 1971. - Les températures à 2 400 m (cime de l'Aspre) et le régime du gel dans les étages supérieurs des Alpes Maritimes. *Colloque interdisciplinaire sur les milieux naturels supraforestiers des montagnes du Bassin sud-occidental méditerranéen*. Centre Scientifique Universitaire, Perpignan, 103-109.
- Julian M., 1976-80. - *Les Alpes maritimes franco-italiennes. Etude géomorphologique*. Thèse Lettres, Université Aix-Marseille II, Atelier de reproduction des thèses, Université de Lille III, (1980), 2 tomes, 836 p.

- Julian M., 1978. - Ages et origines des glaciers rocheux des Alpes-Maritimes. In : *Colloque sur le périglaciaire d'altitude du domaine méditerranéen et abords, Strasbourg (1977)*, Assoc. Géogr. Alsace, 45-52.
- Julian M., 1975. - La neige et ses influences biotique et morphoclimatique dans le massif de l'Argentera-Mercantour (Alpes Maritimes). In : *Mélanges Viers.*, 333-338.
- Julian M., 1980. - Morphogenèse des étages supraforestiers dans les Alpes -Maritimes. In : *Mélanges Géographiques offerts à P.Veyret, numéro spécial : Montagnes et Montagnards, Rev. Géogr. alp.*, 207-213.
- Julian M. & Martin J., 1981. - Mise au point sur la régionalisation périglaciaire : les formations de la Provence orientale et du bas-pays niçois. In : *Hommage à R.Raynal, Strasbourg, Rech. Géogr. Strasbourg, n° 16-17*, 93-100.
- Kaiser B., 1975. - Etude géodynamique de versants dans le massif de la Vanoise : orientations et résultats récents. *Trav. Sci. Parc National Vanoise*, t. 6, 9-40.
- Kaiser B., 1980. - Observations et premières mesures sur la gélifluction en Vanoise : les loupes de Lanserlia (Alpes françaises internes). *Z.Geomorphol. Suppl., R.F.A.*, n° 35, 118-141.
- Kaiser B., & Lecompte M., 1977-78. - Recherches sur la dynamique des versants de montagne dans le Briançonnais : exemple du versant sud de la Tête Noire du Galibier (1950-2843 m). *Trav. Lab. Géogr. phys. Univ. Paris VII*, 5, n° 1, 7-31 bis.
- Kayser B., 1963. - L'érosion par frane en Lucanie. *Méditerranée, janvier-mars*, 93-100.
- Kervazo B., 1980. - Les dépôts würmiens de plein air en Périgord noir. *Bull. Assoc. fr. Etud. Quatern.*, 4, 177-187.
- King L.C., 1953. - Canons of landscape evolution. *Bull. Geol. Soc. America*, 64, 721-752.
- Kieffer G. & Lautridou J.P., 1971. - Essais de gel sur les roches volcaniques du Massif Central. *Bull. Centre Géomorphol. Caen*, n° 9, 25-52.
- Kieffer G. & Lautridou J.P., 1975. - La gélivité de quelques roches volcaniques du Massif Central. *Rev. Auvergne*, t. 85, 31-60.
- Kienholz H., 1977. - *Kombinierte geomorphologische Gefahrenkarte 1/10 000 von Grindelwald*. *Geographica Bernensia*, G 4, 204 p.
- Klatka T., 1962. - Champs de pierres de Lysogory, origine et âge. Résumé en Français dans *Genezia i wiek goloborzy. Lysogorskich, Acta Geogr. lodz.*, n° 12, 115-123.

- Klatkova H., 1965. - Vallons en berceau et vallées sèches aux environs de Lodz. *Niecki i doliny demidacyjne w okolicach, Lodzi.* - *Acta Geogr. lodz.*, n° 19, Résumé en Français, 126-142.
- Klatkova H., 1981. - Dépôts des vallées périglaciaires en Pologne Centrale. In : *Hommage à R. Raynal, Strasbourg, Rech. Géogr., Strasbourg*, n° 16-17, 179-186.
- Klein Cl., 1959. - Surfaces de régradation et surfaces d'aggradation. *Ann. Géogr.*, n° 368, 292-317.
- Lagasquie J.J., 1971. - *Morphologie des dépressions granitiques de la moitié orientale des Pyrénées*. Thèse de 3^{ème} Cycle, Université de Toulouse-le-Mirail, 114 p. et : *Recherches sur les modelés et les altérations dans les roches granitoïdes de la moitié orientale des Pyrénées*. (Thèse d'Etat en cours).
- Lagasquie J.J., 1975. - Les relations entre fracturation, relief et modelé dans un massif granitique : l'exemple du haut Ribérot (Pyrénées ariégeoises). In : *Actes du Symposium organisé par A. Godard et R. Raynal, Paris, 1975 : Modelés d'origine froide et roches cristallines*, 31-39 ronéo.
- Lagasquie J.J., 1978. - Relations entre les modelés d'érosion différentielle et la structure de quelques ensembles de granitoïdes des Pyrénées centrales et orientales. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 2^{ème} série, vol. XX, 3, 219-234.
- Lagasquie J.J., 1980. - Problème de géomorphologie structurale dans les roches granitoïdes : l'exemple du Quérigut-Madrès. *Rev. Géomorphol. dyn.*, t. XXIX, n° 1, 8-14.
- Lamb H.H., 1977. - *Climate : present, past and future. Vol. II : Climatic history and the future*. Methuen and Co London, 835 p. Barnes and Noble books, New York.
- Lamb H.H. & Jonhson A.I., 1959. - Climatic variation and observed changes in the general circulation. *Geogr. Ann.*, XLI, 2-3, 94-134.
- Lamb H.H. & Woodroffe A., 1971. - Sur la circulation atmosphérique pendant la dernière période glaciaire. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, vol. XII, fasc. 2, 105-108.
- Lambert R., 1975. - *Recherches hydrologiques dans le Sud-Est du bassin garonnais*. Thèse Lettres, Toulouse-le-Mirail, CRDP Toulouse, 750 p.
- Langohr R. & Van Vliet B., 1979. - Properties and distribution of Weischel permafrost in today surface soil of Belgium. *Biul. Peryglac.*, 28, 135-145.
- Larue J.P., 1981. - Les nappes alluviales de la vallée du Cher dans le bassin de Montluçon. *Norois*, n° 111, 345-360.
- Larue J.P., 1982. - Volcanisme et nappes alluviales dans le Massif Central. *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, n° 485-586, 99-103.

- Lautridou J.P., 1971. - Le comportement au gel des schistes, des grès et des roches métamorphiques de l'Avranchin ; le head de Saint-Jean-le-Thomas. *Bull. Centre Géomorphol. Caen*, n° 10, 43-62.
- Lautridou J.P., 1971. - Conclusions générales des recherches de gélifraction expérimentale du Centre de Géomorphologie. *Bull. Centre Géomorphol. Caen*, n° 10, 63-84.
- Lautridou J.P., 1976. - Les arènes litées des Massifs de Vire et d'Avranches : âge et genèse. In : *Actes du Symposium organisé par A.Godard et R.Raynal, Paris, 1975 : Modèles d'origine froide et roches cristallines*, 141-146.
- Lautridou J.P., 1977. - Les recherches de gélifraction expérimentale au Centre de Géomorphologie du C.N.R.S. *Actes et Documents du VI^{ème} Congrès de la Fondation française d'Etudes nordiques, Le Havre, 1975*, n° 6, 103-110.
- Lautridou J.P., 1977. - Recherches de gélifraction expérimentale sur des faciès variés de l'Avranchin, du sud-Contançais et du Mortainais (granites, cornéennes, schistes précambriens, grès et quartzites primaires). *Bull. Soc. Linn. Normandie*, 105, 57-68.
- Lautridou J.P., 1978. - La cryoclastie (bibliographie). *Commission d'étude des formations superficielles et de la dynamique des versants, Centre de Géomorphologie du C.N.R.S., Caen*, 41 p.
- Lautridou J.P., 1980. - Stratigraphie du Quaternaire de Normandie et du Bassin Parisien. *Bull. Assoc. fr. Etud. Quatern.*, n° 1, suppl., 180-191.
- Lautridou J.P. & Ozouf J.C., 1974. - Protocoles de gel en chambres froides depuis Novembre 1974. *Laboratoire de Cryoclastie du Centre de Géomorphologie, Caen*, rapport n° 2, 5 p.
- Lautridou J.P. & Somme J., 1974. - Les loess et les provinces climato-sédimentaires du Pléistocène supérieur dans le Nord-Ouest de la France. Essai de corrélation entre le Nord et la Normandie. *Bull. Assoc. fr. Etud. Quatern.*, 11^{ème} année, n° 40-41, 3-4, 237-241.
- Laville H., 1973. - *Climatologie et chronologie du Paléolithique en Périgord : étude sédimentologique de dépôts en grottes et sous abris*. Thèse Sciences, Bordeaux I, 720 p.
- Laville H., 1979. - Aspects et nature de la gélifraction dans les abris sous roches au cours du Pléistocène. *Actes et Documents du VI^{ème} Congrès de la Fondation française d'Etudes nordiques, Le Havre, 1975*, n° 6, 111-115.
- Le Calvez L., 1979. - *Genèse des formations limoneuses de Bretagne centrale. Essai de modélisation*. Thèse de 3^{ème} Cycle, Rennes, 213 p.
- Le Coeur Ch., 1979. - Les Mourne Mountains (Irlande du Nord). *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, n° 461-462, 173-182.
- Legrand J.P., 1979. - Les fluctuations météorologiques exceptionnelles durant les saisons printanières et estivales depuis le Moyen-Age. *Météorologie, Fr.*, n° 18, 131-141.
- Lemée G., 1967. - *Précis de biogéographie*. Masson, Paris, 358 p.
- Leprieur C., 1979. - *Etude de l'enneigement pyrénéen par télé-détection à l'aide du satellite Landsat*. Thèse Doct. Ing., Institut National Polytechnique de Toulouse, 177 p.

- Leprieur C., Traizet M & Favard J.C., 1979. - Cartographie automatique du manteau neigeux à l'aide du satellite Landsat. *Photo Interprét.*, Fr., n° 6, 1-10.
- Leprieur C., Traizet M. & Favard J.C., 1979. - Cartographie automatique du manteau neigeux à l'aide du satellite Landsat. Applications aux Pyrénées centrales. *Ann. Mines, numéro spécial : La télédétection spatiale*, 186, n° 4-5, 110-117.
- Leroi-Gourhan Arl., 1980. - Interstades würmiens : Laugerie et Lascaux. *Bull. Assoc. fr. Etud. Quatern.*, 3, 95-100.
- Leroi-Gourhan Arl. & Renault-Miskovsky J., 1977. - La palynologie appliquée à l'archéologie : méthodes, limites et résultats. *Bull. Assoc. fr. Etud. Quatern., Suppl. : Approche écologique de l'Homme fossile, Paris*, 35-49.
- Leroy-Ladurie E., 1967. - *Histoire du climat depuis l'an mil*. Flammarion, Paris, 376 p.
- Letolle R. & Vergnaud-Grazzini C., 1974. - Essai sur l'évolution générale de la Méditerranée pendant les époques glaciaires. *Colloque Inter. CNRS, 1973*, n° 219, 231-238.
- Lewis W.V., 1939. - Snow-patch erosion in Iceland. *Geogr. J.*, II, 153-161.
- L'Homer A., Bazile F., Thommeret J. & Thommeret Y., 1981. - Principales étapes de l'édification du delta du Rhône de 7 000 B.P. à nos jours, variations du niveau marin. *Océanis*, vol. 7, fasc. 4, 389-408.
- Linton D.L., 1949. - The significance of tors in glaciated lands. *XVII^{ème} Congrès Geogr. Intern.*, Washington, 354-357.
- Lliboutry L., 1965. - *Traité de Glaciologie. I- Glace, neige, hydrologie nivale. II- Glaciers, variations du climat, sols gelés*. Ed. Masson, Paris, 1040 p.
- Malaurie J., 1968. - *Thèmes de recherche géomorphologique dans le Nord - Ouest du Groenland*. Thèse Lettres, Mémoires et Documents CNRS, Paris, n° hors série, 495 p.
- Mandier P., 1981. - Le marais des Echets : premiers enseignements pour l'histoire climato-stratigraphique du Quaternaire lyonnais. *Bull. Lab. rhodan. Géomorphol.*, Fr., n° 9, 39-59.
- Manley G., 1949. - The snowline in Britain. *Geogr. Ann.*, 31, 179-193.
- Marnezy A., 1977. - Aspects du modelé périglaciaire dans le vallon de la Rocheure (Massif de la Vanoise). *Rev. Géogr. alp.*, t. 45, 4, 367-384.
- Martini A., 1967. - Preliminary experimental studies on frost weathering of certain rock types from the West Sudetes. *Biul. Peryglac.*, n° 16, 147-194.
- Martini A., 1973. - Experimental investigations of frost weathering on granites. *Studia Geographica*, n° 33, Brno, INQUA, 1973, 61-65.

- Martonne E. de, 1951. - *Traité de géographie physique. Tome II : Le relief du sol*. A. Colin, Paris, 9^{ème} édition, 562 p. (1^{ère} édition en 1923).
- Masseport J., 1959. - Premiers résultats d'expériences de laboratoires sur les roches. *Rev. Géogr. alp.*, 531-537.
- Mathieu D. & Petiot R., 1973. - Essai d'une typologie des formations périglaciaires des versants dans le Jura bisontin. *Rev. Géomorphol. dyn.*, n° 4, 171-187.
- Matthes F.E., 1899-1900. - "The glacial sculpture of the Bighorn Mountains, Wyoming". *Rep. U.S. geol. Survey*, Pt. II, p. 180.
- Maurer G., 1968. - *Les montagnes du Rif central. Etude géomorphologique*. Thèse Lettres, Ed. maroc. et inter., Tanger, 502 p.
- McCabe L.H., 1939. - Nivation and corrie erosion in West Spitzberg. *Geogr. J.*, 94, 447-465.
- McGinnis D.F., Pritchard J.A. & Wiesnet D.R., 1975. - Determination of snow extent from NOAA 2 satellite very high resolution. *Water Resources Research*, vol. 11, n° 6, 897-902.
- McIntyre A., Kipp N.G., Be A.W., Crowley T., Kellogg T., Gardner J.V., Prell W. & Ruddiman W.F., 1976. - Glacial North Atlantic 18 000 years ago. A climate reconstitution. *Geol. Soc. Am. Bull.*, n° 145, 41-69.
- Mensching H., 1951. - Une accumulation postglaciaire provoquée par les défrichements. *Rev. Géomorphol. dyn.*, 2^{ème} année, n° 4, 145-156.
- Messerli B., 1967. - Die eizeitliche und die gegenwärtig Vergletscherung im Mittelmeerraum. *Geogr. helv.*, n° 3, 22^{ème} année, 228 p.
- Métailie J.P., 1978. - Les incendies pastoraux dans les Pyrénées centrales. *Rev. Géogr. Pyr. S.-Ouest*, t. 49, fasc. 4, 517-526.
- Meynier A., 1969. - *Histoire de la pensée géographique en France*. P.U.F., Coll. Sup., 224 p.
- Michel J.P., 1975. - Périglaciaire des environs de Paris. *Biul. Peryglac.*, n° 24, 259-352.
- Miskovsky J.C., 1970. - *Stratigraphie et paléoclimatologie du Quaternaire du Midi méditerranéen d'après l'étude sédimentologique du remplissage des grottes et abris sous roche (Ligurie, Provence, Languedoc méditerranéen, Roussillon, Catalogne)*. Thèse Sciences, Paris, 747 p.
- Moinereau J., 1977. - L'environnement et l'homme d'après l'étude pédologique des gisements archéologiques du Quaternaire récent. Exemples tirés de quelques sites du sud de la France. *Bull. Assoc. fr. Etud. Quatern.*, Suppl. : Approche écologique de l'Homme fossile, Paris, 243-249.
- Montjuvent G., 1971. - *Le Drac, morphologie, stratigraphie et chronologie quaternaires d'un bassin alpin*. Thèse Lettres, Paris, 432 p.
- Morand F., 1967. - Terre arable et milieu physique. *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, n° 354, 17-46.
- Morand F., 1971. - Colloque de Biogéographie sur les Landes : introduction. *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, n° 394-395, 403-414.

- Munaut A.V., 1967. - Recherches paléo-écologiques en basse et moyenne Belgique. *Acta Geogr. Iovan., Belg.*, 6, 191 p.
- Neboît R., 1975. - Plateaux et collines de Lucanie orientale et des Pouilles. Etude morphologique. Thèse Lettres, Paris, Diffusion Champion, Paris, 701 p.
- Neboît R., 1977. - Un exemple de morphogenèse accélérée dans l'Antiquité : les vallées du Basento et du Cavone en Lucanie (Italie). *Méditerranée*, n° 31, 39-50.
- Neboît R., 1980. - Morphogenèse et occupation humaine dans l'Antiquité. *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, 57, n° 466, 21-26.
- Neboît R., 1981. - La forêt méditerranéenne française depuis 10 000 ans d'après des travaux récents. *Ann. Géogr.*, 500, 445-450.
- Nicod J., 1972. - Les versants calcaires dans les pays sous climat actuellement tempéré ; essai sur les relations des phénomènes karstiques et périglaciaires. In : *Mélanges offerts à A. Meynier : La pensée géographique française contemporaine*, Presses Univ. Bretagne, 305-319.
- Noë G. de la, & De Margerie E., 1888. - Les formes de terrain. *Serv. Géogr. de l'Armée, Paris*.
- Ollier C.D., 1969. - *Weathering*. Ed. K.M. Clayton, Oliver and Boyd, Edinburg, 304 p.
- Ono Y., 1980. - Glacial and periglacial geomorphology in Japan. *Prog. phys. Geogr., G.B.*, 4, n° 2, 149-160.
- Østrem G., 1971. - Rock glaciers and ice-cored moraines, a reply to D. Barsch. *Geogr. Ann.*, 53 A., 207-213.
- Outcalt S.I., Benedict J.B., 1965. - Photo interpretation of two rock glaciers in the Colorado Front Range, U.S.A. *Journal of Glaciology*, vol. V, n° 42, 849-856.
- Ozenda P., 1960-61. - La détermination de la zone montagneuse à l'aide des limites altitudinales de végétation. *Bull. Fédération fr. Etud. montagnarde*, XX, 49-57.
- Ozenda P., 1964. - *Biogéographie végétale*. Doin Ed., Paris, 374 p.
- Pailhe P., 1973. - Les glissements de terrain dans l'Entre-Deux-Gaves (Pyrénées Atlantiques). *Rev. Géogr. Pyr. S.-Ouest*, 44, 29-43.
- Pailhe P., 1981. - Quelques modelés d'origine périglaciaire nivale et éolienne de la chaîne ibérique orientale. In : *Hommage à R. Raynal*, Strasbourg, *Rech. Géogr. Strasbourg*, n° 16-17, 101-106.
- Palierne J.M., 1975. - Les forêts et leur environnement dans les pays ligéro-atlantique nord ; recherche et réflexions biogéographiques sur les discontinuités et la dynamique des paysages naturels et humains. Thèse Lettres, Rennes.
- Pancza A., 1976. - Contribution à l'étude des formations périglaciaires dans le Jura. Thèse, Neuchatel, t. 1 : 71-107, t. 2 : fig. 20-31.

- Paquereau M.-M., 1970. - Flores et climats paléolithiques dans le Sud-Ouest de la France. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 2, vol. XII, 109-116.
- Payette S. & Lajeunesse R., 1980. - Les Combes à neige de la rivière aux Feuilles (Nouveau-Québec) : indicateurs paléoclimatiques holocènes. *Géogr. phys. Quatern.*, Can., 34, n° 2, 209-220.
- Péguy Ch. P., 1970. - *Précis de Climatologie*. Masson, Paris, 2ème édition, 468 p.
- Pemberton M., 1980. - Earth hummocks at low elevation in the Vale of Eden, Cumbria. *Trans. Inst. Brit. Geogr.*, G.B., 5, n° 4, 487-501.
- Penck W., 1924. - *Die Morphologische Analyse*.
- Penven M.J., 1972. - *Contribution à l'étude de la désagrégation des roches grenues en zone tempérée (granite de Guidel, granite du Kagenfels)*. Thèse de 3ème Cycle, Strasbourg, 155 p.
- Petit M., 1970. - *Contribution à l'étude morphologique des reliefs granitiques à Madagascar*. Thèse Lettres, Aix-en-Provence, 308 p.
- Peulvast J.P., 1977. - L'érosion différentielle et ses implications dans les roches cristallines : exemple de la Norvège du Nord (Flakstadøy, îles Lofoten). *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 2, vol. XIX, fasc. 2, 149-164.
- Peulvast J.P., 1981. - Glaciers couverts et glaciers rocheux fossiles aux îles Lofoten (Norvège du Nord). In : *Hommage à R. Raynal*, Strasbourg, *Rech. Géogr. Strasbourg*, n° 16-17, 147-160.
- Pewe T.L., 1969. - *The periglacial environment*. McGill-Queen's University Press, Montréal, 487 p.
- Pinna M., 1969. - Le variaroni del clima in epoca storica e i loro effetti sulla vita e le attività umane. Un tentativo di sintesi. *Boll. Soc. Geogr. Ital.*, Sér. IX, vol. X, fasc. 4-6, 198-275.
- Pissart A., 1970. - Les phénomènes physiques essentiels liés au gel, les structures qui en résultent et leur signification climatique. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, 93 (1), 7-49.
- Pissart A., 1972. - Vitesse des mouvements de pierres dans les sols et sur les versants périglaciaires au Chambeyron (Basses-Alpes). *Actes du Symposium international de Géomorphologie consacré à l'étude des processus périglaciaires pour l'expérimentation en laboratoire et la mesure de la dynamique sur le terrain*, Université de Liège, 251-258.
- Pissart A., 1973. - L'origine des sols polygonaux et striés du Chambeyron (Basses-Alpes). Résultats d'expériences de terrain. *Bull. Soc. Géogr. Liège*, n° 9, 33-53.
- Pissart A., 1973 b. - Résultats d'expériences sur l'action du gel dans le sol. *Biul. Peryglac.*, 23, 101-113.

- Pissart A., 1979. - Formation des cryoturbations en "load cast".
Communication présentée au Symposium du Périglaciaire à Keva, Finlande.
- Pissart A., Schepers J.L. & Laurant A., 1981. - Etude statistique des déplacements de cailloux superficiels dans un milieu périglaciaire de haute montagne, la haute vallée du Chambeyron (Basses-Alpes). In : *Hommage à R. Raynal, Strasbourg, Rech. Géogr. Strasbourg*, n° 16-17, 137-142.
- Plaisance G., 1963. - *Guide des forêts de France*. Paris.
- Planchais N., 1971. - *Histoire de la végétation post-würmienne des plaines du Bassin de la Loire d'après l'analyse pollinique*. Thèse Sciences, Montpellier, 115 p.
- Planchais N., Renault-Miskovsky J. & Vernet J.L., 1977. - Les facteurs d'évolution de la végétation dans le Sud de la France (côte à moyenne montagne) depuis le Tardiglaciaire, d'après les résultats de l'analyse pollinique et les charbons de bois. *Bull. Assoc. fr. Etud. Quatern., Suppl. : Approche écologique de l'Homme fossile, Paris*, 323-327.
- Potter N.Jr., 1969. - *Rock glaciers and mass-wastage in the Galena Creek area. Northern Absoraka Mountains*. Univ. Minnesota Thesis, 150 p.
- Potter N.Jr., 1972. - Ice-cored rock glaciers Galena Creek, Northern Absoraka Mountains Wyoming. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 3025-3057.
- Potts A., 1970. - Frost action in rocks. Some experimental data. *Trans. Inst. Brit. Geog.*, 49, 109-124.
- Pouquet J., 1961. - *L'érosion des sols*. Que sais-je ?, n° 491, P.U.F., Paris, 126 p.
- Quezel P. & Bonin G., 1980. - Les forêts feuillues du pourtour méditerranéen. Constitution, écologie, situation actuelle, perspectives. *Rev. For. fr.*, 32, n° 3, 253-268.
- Rapp A., 1960. - Recent development of mountain slopes in kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia. *Geogr. Ann.*, vol. 42, n° 2-3, 65-200.
- Raynal J.P., 1975. - *Recherches sur les dépôts quaternaires des grottes et abris du bassin permo-triasique de Brive*. Thèse de 3^{ème} Cycle, Bordeaux I, t. I, 15-26; t. II, pl. 10-24.
- Raynal R., 1961. - *Plaines et piedmonts du bassin de la Moulouya (Maroc oriental)*. Etude géomorphologique. Thèse Lettres, Paris, 618 p.
- Raynal R., 1970. - Les formations litées des versants en milieu périglaciaire. Contribution à une mise au point d'ensemble. *Acta Geogr. Lodz.*, n° 24, 371-387.
- Raynal R., 1972. - Aspects régionaux du périglaciaire français et limites d'une tentative de mise au point collective. *Recherches géographiques en France, Montréal, 1972. Comité national français de géographie, Paris*, 79-106.

- Raynal R., 1973. - Quelques vues d'ensemble à propos du péri-glaciaire pléistocène des régions riveraines de la Méditerranée occidentale. *Biul. Peryglac.*, Lodz, 22, 249-256.
- Raynal R., 1975. - Modelés et formations périglaciaires sur roches cristallines : dynamique de mise en place et remodelages. *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, 422-423, 61-63.
- Raynal R., 1976. - Quelques aspects de l'évolution des versants dans les régions subméditerranéennes d'Europe. *Actes du Symposium sur les versants en pays méditerranéens, Aix-en-Provence, 1975*, Ed. Centre Etud. Géogr. Rech. Mèd., Aix-en-Provence, vol.V, 121-124.
- Raynal R., 1980. - *Thèmes des recherches françaises sur la régionalisation du périglaciaire*. Comité national français de Géographie, Paris, Recherches Géographiques en France.
- Raynal R., 1981. - Indices climatiques méditerranéens et Géomorphologie. In : *Mélanges offerts à Ch.P.Péguy, Eaux et Climats*, 463-472.
- Raynal R., 1981. - Le seuil supraforestier dans les montagnes méditerranéennes. *Colloque de Perpignan : La limite supérieure de la forêt, avril 1981*, 31-41.
- Raynal R. & Cailleux A., 1976. - Propositions pour une recherche sur la régionalité des phénomènes périglaciaires. *Biul. Peryglac.* Lodz, n° 25, 93-98.
- Rebelo F., 1975. - *Serras de Valongo Estudo de Geomorfologia*. *Suplementos de Biblos, Coimbra*, 194 p.
- Reffay A., 1972. - *Les montagnes de l'Irlande septentrionale : contribution à la géographie physique de la montagne atlantique*. Thèse Lettres, Grenoble, Allier Impr., 614 p.
- Reffay A., 1974. - La haute montagne atlantique, premier essai de définition. *Rev. Géogr. alp.*, t. LXII, fasc. 4, 507-522.
- Regrain R., 1980. - *Géographie physique et télédétection des marais charentais*. Thèse Lettres, Amiens, 512 p.
- Reille M., 1975. - *Contribution pollenanalytique à l'histoire tardiglaciaire de la montagne corse*. Thèse Sciences, Marseille, 189 p. ronéo.
- Rognon P., Cussenot-Curien M., Seyer C. & Weisrock A., 1967. - Remarques sur le comportement des grès et des granites vosgiens sous climat froid. *Rev. Géogr. Est*, n° 4, 403-418.
- Rondeau A., 1961. - *Recherches géomorphologiques en Corse*. Thèse Lettres, A.Colin, Paris, 586 p.
- Romanowsky V. & Cailleux A., 1953. - *La glace et les glaciers*. Coll. Que Sais-je ?, P.U.F., Paris.
- Rougerie G., 1960. - *Le façonnement actuel des modelés en Côte d'Ivoire forestière*. Thèse Lettres, Mémoires de l'I.F.A.N., Dakar, 542 p.

- Rougerie G., 1969. - *Géographie des paysages*. Coll. Que Sais-je ? n° 1362, P.U.F., Paris, 126 p.
- Rougerie G., 1975. - *Les cadres de vie*. P.U.F., Coll. Sup., Paris, 264 p.
- Roux I. & Leroi-Gourhan Arl., 1965. - Les défrichements de la période Atlantique. *Bull. Soc. Préhist. fr.*, 61, 309-315.
- Rudberg S., 1962. - A report on some field observations concerning periglacial geomorphology and mass movement on slopes in Sweden. *Biul. Peryglac.*, 11, 311-323.
- Sanson J., 1945. - *Recueil de données statistiques relatives à la climatologie de la France*. Mém. Météorologie Nationale, Paris, 148 p.
- Savigear R.A.G., 1956. - Technique and terminology in the investigation of slope forms. *Slopes Comm. Rep.*, I, 66-75.
- Scheidegger A.E., 1975. - *Physical aspects of natural catastrophes*. Elsevier, 289 p.
- Schunke E., 1977. - Zur Genese der Thufur Islands und Ost-Grönlands. *Erdkunde*, Band 31, 4, 279-287.
- Serrat D., 1978. - Quelques aspects des éboulis stratifiés fossiles des Pyrénées orientales espagnoles. *Colloque sur le périglaciaire d'altitude du domaine méditerranéen et abords*, Strasbourg, 1977, *Assoc. Géogr. Alsace*, 147-156.
- Sharpe C.F.S., 1937. - *Landslides and related phenomena. A study of mass-movements of soil and rock*. Cooper Square Publishers, Inc., New-York, réédition 1968.
- Shumskii P.A., 1964. - *Principles of structural glaciology*. Traduc. Krauss, New-York, Dover Publ. Inc., 497 p.
- Sochava V.B., 1972. - L'étude des géosystèmes : stade actuel de la géographie physique complexe. *Izvestija Akademii Nauk S.S.S.R. Serija geograficeskaja*, n° 3, 18-21. Traduction française par Cl. Rondeau, CNRS, Centre de Documentation et de Cartographie géographique, Paris.
- Soleilhavoup F. & Cailleux J., 1981. - Sur le périglaciaire quaternaire d'Orveau (Sud de Paris). In : *Hommage à R.Raynal*, Strasbourg, *Rech. Géogr. Strasbourg*, n° 16-17, 45-60.
- Souchez R., 1963. - Evolution des versants et théorie de la plasticité. *Rev. belg. Géogr.*, 87, 1, 10-87.
- Souchez R., 1966. - Evolution des versants sous climat froid. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, vol. VIII, fasc. 4, 317-334.
- Soutadé G., 1970. - Exhumation de sols polygonaux et dégradation de la pelouse d'altitude sur le pla de Gorra blanc (Massif du Puigmal, Pyrénées méditerranéennes). *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, n° 384, 259-276.
- Soutadé G., 1973. - Aspects du modelé périglaciaire supra-forestier des Pyrénées orientales. *Bull. Assoc. fr. Etud. Quatern.*, n° 37, 4, 239-254.

- Soutadé G., 1974. - Réflexions sur la connaissance des phénomènes périglaciaires actuels dans les montagnes françaises. Notes et compte-rendus du groupe de travail "régionalisation du périglaciaire". *Comité national français de géographie, C.G.A., Strasbourg*, 59-65.
- Soutadé G., 1975. - Coulées de blocaille et éboulis lités fonctionnels (*terregalls*) à la Coma de Finestrelles. *Rev. Géomorphol. dyn.*, n° 1, 1-12.
- Soutadé G., 1976. - Problématique de la géomorphogenèse actuelle en milieu supraforestier méditerranéen : l'exemple des Pyrénées orientales. *Actes du Symposium sur les versants en pays méditerranéens, Aix-en-Provence, 1975, C.E.G.E.R.M.*, V, 155-160.
- Soutadé G., 1978. - Réponse du modelé d'altitude à la déprise pastorale à l'est des Pyrénées. *Actes du Colloque sur le périglaciaire d'altitude du domaine méditerranéen et abords, Strasbourg, 1977, Assoc. géogr. Alsace*, 137-145.
- Soutadé G., 1980. - *Modelé et dynamique actuelle des versants supra-forestiers des Pyrénées Orientales*. Thèse Lettres, Bordeaux, Ed. de l'Imprimerie Coopérative du Sud-Ouest, Albi, 513 p.
- Soutadé G., 1981. - La haute montagne pyrénéenne dans le massif du Luchonnais. In : *Hommage à R.Raynal, Strasbourg, Rech. Géogr. Strasbourg*, n° 16-17, 143-146.
- Sudgen D.E., 1969. - The age and form of corries in the Cairngorms. *Scottish Geogr. Magazine*, 85, 1, 34-46.
- Sukhodrovskij V.L., 1975. - Particularités de l'évolution des versants dans les régions de pergélisol. *Biul. Peryglac.*, 24, 73-80.
- Taillefer F., 1951. - *Le piémont des Pyrénées françaises. Contribution à l'étude des reliefs de piémont*. Thèse Lettres, Privat, Toulouse, 383 p.
- Taillefer F., 1964. - Le modelé post-würmien des hautes montagnes françaises. *Rev. Géogr. Pyr. S.-Ouest*, t. XXXV, 2, 129-138.
- Taillefer F., 1969. - Les glaciations des Pyrénées. *VIII^e Congrès INQUA : Etudes françaises sur le Quaternaire, Paris*. 19-32.
- Taillefer F., 1981. - Le périglaciaire ancien des Pyrénées ariégeoises : grands éboulements et éboulements lités. In : *Hommage à R.Raynal, Strasbourg, Rech. Géogr. Strasbourg*, n° 16-17, 131-136.
- Taupinard J., 1974. - *L'espace microporeux de quelques roches cristallines. Implications géomorphologiques*. Thèse de 3^{ème} Cycle, Clermont-Ferrand, 110 p.
- Ters M., Delibrias G., Denèfle M., Rouvillois A. & Fleury A., 1980. - Sur l'évolution géodynamique du Marquenterre (Basse-Somme) à l'Holocène et durant le Weichselien ancien. *Bull. Assoc. fr. Etud. Quatern.*, 1-2, 11-23.
- Temple P.H., 1965. - Some aspects of cirque distribution in the West central Lake district. Northern England. *Géogr. Ann.*, 47 A., 3, 185-193.

- Thomas A., 1977. - La neige et son évolution en moyenne montagne. *Rev. Géogr. alp.*, t. LXV, 1, 91-119.
- Tihay J.P., 1976. - Dynamique des versants et milieux naturels dans la vallée de la Soumman (Algérie). *Ann. Géogr.*, 85^{ème} année, n° 469, 257-280.
- Tivy J., 1957. - Influence des facteurs biologiques sur l'érosion dans les Southern uplands écossais. *Rev. Géomorphol. dyn.*, 8, 9-18.
- Tkorn C.E., 1978. - The geomorphic role of snow. *Ann. Assoc. Am. Geogr.*, 68, n° 3, 414-425.
- Tricart J., 1948-52. - *La partie orientale du bassin de Paris. t. II : L'évolution morphologique au Quaternaire*. Thèse Lettres, Paris, SEDES.
- Tricart J., 1956 a. - Etudes expérimentales du problème de la gélivation. *Biul. Peryglac.*, n° 4, 285-318.
- Tricart J., 1956 b. - Cartes des phénomènes périglaciaires quaternaires en France. *Mémoire Ser. Carte Géol. Fr.*, 40 p.
- Tricart J., 1962. - *L'épiderme de la terre. Esquisse d'une géomorphologie appliquée*. Masson, Paris, 167 p.
- Tricart J., 1963. - *Géomorphologie des régions froides*. P.U.F., Paris, 1 vol., 289 p.
- Tricart J., 1965 a. - *Principes et méthodes de la géomorphologie*. Masson, Paris, 496 p.
- Tricart J., 1965 b. - Morpogénèse et pédogénèse : I - Approche méthodologique : géomorphologie et pédologie. In : *Sciences du Sol*, vol. 1, 69-85.
- Tricart J., 1972. - *La terre, planète vivante*. P.U.F., Coll. Sup., Paris, 183 p.
- Tricart J., 1973. - La Géomorphologie dans les études intégrées d'aménagement du milieu naturel. *Ann. Géogr.*, n° 452, 421-453.
- Tricart J., 1974. - Phénomènes démesurés et régime permanent dans les bassins montagnards (Queyras et Ubaye, Alpes françaises). *Rev. Géomorphol. dyn.*, n° 3, 99-114.
- Tricart J., 1977. - *Précis de géomorphologie. 2 - Géomorphologie. Dynamique générale*. SEDES, Paris, 345 p.
- Tricart J., 1978. - Le sol dans l'environnement écologique. *Rev. Géomorphol. dyn.*, XXVII^{ème} année, n° 4, 113-128.
- Tricart J., 1981 a. - *Géomorphologie. 3- Géomorphologie climatique*. SEDES, Paris, 313 p.
- Tricart J., 1981 b. - Quelques aspects de la nivation würmienne dans les Vosges du Nord. In : *Hommage à R. Raynal, Strasbourg, Rech. Géogr. Strasbourg*, n° 16-17, 61-66.
- Tricart J. & Cailleux A., 1962. - *Traité de Géomorphologie. - t. III : Le modelé glaciaire et nival*. SEDES, Paris, 508 p.
- Tricart J. & Cailleux A., 1967. - *Traité de Géomorphologie. - t. II : Le modelé des régions périglaciaires*. SEDES, Paris, 512 p.

- Tricart J. & Cailleux A., 1969. - *Le modelé des régions sèches, t. IV, Traité de Géomorphologie*. Paris, SEDES, 472 p.
- Tricart J., Cailleux A. & Raynal R., 1962. - *Les particularités de la morphogenèse dans les régions de montagnes*. C.D.U., SEDES, Paris, 136 p.
- Tricart J. & Coll., 1961. - Mécanismes normaux et phénomènes catastrophiques dans l'évolution des versants du bassin du Guil (Hautes-Alpes, France). *Z. Geomorphol.*, 4, 277-301.
- Tricart J. & Kilian J., 1979. - *L'éco-géographie*. Maspéro Ed., 326 p.
- Trichet J., 1970. - *Contribution à l'étude de l'altération expérimentale des verres volcaniques*. Thèse Sciences, Paris, Trav. Lab. Géol. E.N.S., Paris, n° 4, 152 p.
- Troll C., 1958. - Strukturböden, solifluktion und frostklimat der Erde. *Geol. Rundsch.*, 34, 1944, 545-694; *Sipre*, 1958, 121 p.
- Twidale C.R., 1956. - Vallons de gélivation dans le centre du Labrador. *Rev. Géomorphol. dyn.*, n° 1-2, 18-23.
- Usselman P., 1971. - Relations entre divers facteurs et caractéristiques mécaniques de formations superficielles meubles affectées par des mouvements de masse d'après l'étude d'échantillons provenant de quelques versants français. *Rev. Géomorphol. dyn.*, n° 2, 49-70.
- Van Vliet-Lanoë B., 1976. - Traces de ségrégation de glace en lentilles associées aux sols et phénomènes périglaciaires fossiles. *Biul. Peryglac.*, 26, 41-55.
- Van Vliet-Lanoë B., 1980. - Corrélations entre fragipan et permagel. Application aux sols lessivés glossiques. *Comptes-rendus du groupe de travail "régionalisation du Périglaciaire"*, Strasbourg, fasc. 5, 9-22.
- Van Vliet-Lanoë B., 1981. - Structures et microstructures associées à la formation de glace de ségrégation. Leurs conséquences. *Quatrième Conférence Canadienne : Pergélisol, Calgary, volume en l'honneur de R. Brown*, 11 p.
- Van Vliet-Lanoë B. & Flageollet J.C., 1981. - Traces d'activité périglaciaire dans les Vosges Moyennes. *Biul. Periglac.*, 28, 208-216.
- Van Vliet-Lanoë B. & Langohr R., 1981. - Correlation between fragipans and permafrost with special reference to silty weichselian deposits in Belgium and Northern, France. *Catena*, 8, 137-154.
- Velicko A.A., 1972. - La morphologie cryogène relicte : caractères fondamentaux et cartographie. *Z. Geomorphol., Suppl.*, 13, 59-72.
- Veyret P., 1959. - L'eau, la neige, la glace, le gel et la structure dans l'évolution morphologique de la région de Chamonix (massif du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges). *Rev. Géogr. alp.*, t. XLVII, fasc. 1, 5-37.

- Veyret Y., 1981. - Quelques aspects de l'évolution post-würmienne du bourrelet des Torngats (région de Saglek, Ramah Bay, Québec-Labrador). In : *Hommage à R. Raynal, Strasbourg, Rech. Géogr. Strasbourg*, n° 16-17, 161-168.
- Viers G., 1960. - *Pays basque français et Barétous*. Thèse Lettres, Toulouse, Privat Ed., 604 p.
- Viers G., 1966. - La glaciation quaternaire dans le massif du Canigou. *Pirineos*, t. 81-82, 87-94.
- Viers G., 1967. - *Eléments de géomorphologie*. Nathan, Coll. Fac., Paris, 207 p.
- Viers G., 1970. - *Géographie zonale des régions froides et tempérées*. Nathan, Coll. Fac., Paris, 205 p.
- Viers G., 1981. - La neige dans le pays basque de France. In : *Eaux et Climats, Mélanges Géographiques offerts à Ch. P. Péguay*, 549-559.
- Vivian R., 1975. - *Les glaciers des Alpes Occidentales. Etude géographique*. Thèse Lettres, Allier Ed., Grenoble, 513 p.
- Vivian R., 1978. - Les fluctuations récentes de la glaciation dans les Hautes-Alpes. *Inter-Nord*, 15, 277-279.
- Vogt H., 1975. - Variabilité des formations de versants péri-glaciaires sur roches cristallines dans la partie orientale des Vosges moyennes. In : *Actes du Symposium organisé par A. Godard et R. Raynal, Paris, 1975 : Modèles d'origine froide et roches cristallines*, 127-135, ronéo.
- Vogt J., 1953. - Erosion des sols et techniques de culture en climat tempéré maritime de transition (France et Allemagne). *Rev. Géomorphol. dyn.*, n° 4.
- Vogt J., 1969. - Aspects de l'érosion historique des sols en Bourgogne et dans les régions voisines. *Ann. Bourgogne*.
- Vogt J., 1972. - Coup d'oeil à l'érosion historique des sols dans le Nord et l'Est de la Haute-Marne (Matériaux d'archives). *Les Cahiers Haut-Marnais*, n° 109, 2^{ème} trimestre.
- Voisin L., 1977. - *Le modelé schisteux en zones froide et tempérée. Analyse géomorphologique d'une région type : l'Ardenne occidentale*. Thèse Lettres, Paris.
- Wahrahtig Cl. & Cox A., 1959. - Rock glaciers in the Alaska Range. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 70, 383-436.
- Washburn A.L., 1973. - *Periglacial processes and environment*. London Arnold Ed., 320 p.
- Washburn A.L., 1979. - *Geocryology. A survey of periglacial processes and environments*. London, Arnold Ed., 406 p.
- Watson Ed., 1965. - Grèzes litées ou éboulis ordonnés tardiglaciaires dans la région d'Aberystwyth, au centre du Pays de Galles. *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, n° 338-339, 16-25.
- Watson Ed., 1966. - Two nivation cirques near Aberystwyth. Wales. *Bull. Peryglac.*, 15, 79-101.

- Watson Ed., 1969. - The slope deposits in the Nant Iago Valley near cader Idris, Wales. *Biul. Peryglac.*, 18, 95-113.
- White S.E., 1967. - Rock glacier studies in the Colorado Front Range. *Arctic and Alpine Research*, 3, 43-64.
- Whittington M.G., 1963. - A propos des rideaux : nouvel examen de quelques idées. *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, n° 313, 100-107.
- Wieber J.C., 1977. - *Dynamique érosive et structures des paysages (essai d'approche méthodique)*. Thèse Lettres, Paris, 2 vol., 813 p.
- Wiman S., 1963. - A preliminary study of experimental frost weathering. *Geogr. Ann.*, vol. 45, n° 2-3, 113-121.
- Woillard G., 1975. - Recherches sur le Pléistocène dans l'Est de la Belgique et dans les Vosges lorraines. *Acta Geogr. lovan.*, 14, 118 p.
- Young A., 1964. - Slope profile analysis. *Z. Geomorphol., Suppl.*, 5, 17-27.
- Young A., 1972. - *Slopes*. Oliver & Boyd, Edinbourg, 288 p.
- Yvard J.C., 1982. - Les "rideaux" de la Guerche. *Norois*, t. XXIX, n° 113, 79-81.

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	I :	Caractères chimiques et minéralogiques des principaux granites du Limousin	33
Tableau	II :	Composition chimique des granites du Mont Lozère	80
Tableau	III :	Le Limousin (chronologie relative)	268
Tableau	IV :	Tentative d'interprétation chronostratigraphique de la coupe des Pinèdes, d'après B. Van Vliet-Lanoë et al. 1981, simplifiée	298
Tableau	V :	La Margeride (chronologie relative)	300
Tableau	VI :	Le Velay (id.)	331
Tableau	VII :	Le Tanargue (id.)	361
Tableau	VIII :	Le Mont Lozère (id.)	395
Tableau	IX :	Le Cantal (id.)	428
Tableau	X :	Propositions pour une synthèse chronostratigraphique	432
Tableau	XI :	Mesure de la porosité des échantillons soumis à gélifraction expérimentale	548
Tableau	XII :	Etude de la porosité des cortex d'altération des phonolites du Meygal	549
Tableau	XIII :	Expériences de gélifraction . Rapport porosité-poids de débris (basalte du Malnon, phonolite du Meygal)	552
Tableau	XIV :	Expériences de gélifraction. Rapport porosité-poids de débris (phonolite du Perthuis et du Griou)	553
Tableau	XV :	Nombre moyen de jours de gelées	562
Tableau	XVI :	Nombre de cycles gel-dégel à la station de Limoges de 1939 à 1977	565
Tableau	XVII :	Nombre de jours ayant connu au moins un cycle gel-dégel. Année 1977	566
Tableau	XVIII :	Intensités extrêmes des averses à la station de Limoges (1962-1976)	584
Tableau	XIX :	Déplacement des blocs dans les coulées de blocaille du Puy Griou	742
Tableau	XX :	Analyses granulométrique et chimique de la banquette anthropique de La Vallade	760

PLANCHE DES PHOTOGRAPHIES

Planche I :	Microstructures créées par l'action du gel/dégel profond	... fin du tome I
Planche II :	Structures et microstructures associées à la glace de ségrégation	"
Planche III :	Réaménagement de la bordure orientale du haut plateau vellave Arc morainique tardif dans le cirque de l'Impradine.	"
Planche IV :	Extrémité de la "rivière de pierres" située au Nord de Salarial (Mont Lozère) Aspect de la surface d'une "rivière de pierres" (Mont mézenc).	"
Planche V :	Ebauches de cercles de pierres hérités sur le plateau des Valadous (Tanargue). Modification des versants par les niches de nivation héritées sur les plateaux au Sud-Est d'Aurillac.	"
Planche VI :	Aspect de l'enneigement tardif dans le massif du Cantal (28-05-80).	524
Planche VI bis :	La couverture neigeuse du Massif Central en début d'hiver (image NOAA 5)	525
Planche VI ter :	La couverture neigeuse du Massif Central en fin d'hiver (image NOAA 5).	526
Planches VII)		571
VIII (:	Expériences de cryoclastie.	572
IX)		573
Planches X) :	Observations de cryoclastie sur le	574
XI (terrain.		575
Planche XII :	La crue du 21 Septembre 1980 dans la haute vallée de la Gazeille près de Besseyre haute	602
Planche XIII :	Aspects de la limite supérieure de la forêt au Mont Lorère.	748
Planche XIV :	Morphodynamiques actuelles	749
Planche XV :	Evolution actuelle des versants dans le Cantal par mouvement de masse.	750
Planche XVI :	L'érosion agricole. Exemple de Saint-Just-Le-Martel.	801
Planche XVII :	Versant remodelé par l'érosion agricole. Action du passage du feu sur un bloc de granite porphyroïde.	802

Toutes les photos sont de l'auteur sauf indications contraires.

TABLE DES FIGURES

Fig. 1 - Localisation des principaux secteurs étudiés	8
Fig. 2 - Limousin : carte de localisation	18
Fig. 3 - Les cadres topographiques du Limousin : blocs diagrammes schématiques	24
Fig. 4 - Carte des pentes de la région de St. Denis-des-Murs Limousin	26
Fig. 5 - La répartition des grands types de modelés en Limousin	28
Fig. 6 - Types de versants en Limousin	30
Fig. 7 - Carte géologique du Limousin d'après A. Autran	32
Fig. 8 - Aspects de l'érosion différentielle en Limousin nord-occidental	40
Fig. 9 - Aspects de l'érosion différentielle en Montagne Limousine	43
Fig. 10 - L'influence du cadre tectonique sur le tracé du réseau hydrographique : l'exemple de la haute Vézère	45
Fig. 11 - Les étapes du creusement de la vallée de la Vézère	50
Fig. 12 - Les grands traits du relief de la Margeride	54
Fig. 13 - Aspects de la topographie des vallées de l'Ance et de la Truyère	59
Fig. 14 - Présentation géologique de la Margeride	63
Fig. 15 - Le quadrillage tectonique de détail en Margeride et son expression morphologique : exemple de la région du Mazel	69
Fig. 16 - Aspects de l'érosion différentielle en Limousin	71
Fig. 17 - Organisation générale du relief dans la région du Mont Lozère	76
Fig. 18 - Le Mont Lozère : croquis morphostructural	78
Fig. 19 - Le Tanargue : croquis de localisation et relief	88
Fig. 20 - Le Tanargue : esquisse géologique	92
Fig. 21 - Velay oriental : carte de localisation et éléments du relief	98
Fig. 22 - Carte des pentes dans la région Mont Mézenc - Montfol	100

Fig. 23 - Carte géologique du Velay oriental, d'après J. Mergoïl (1971)	102
Fig. 24 - Coupes à travers quelques versants du Velay oriental	108
Fig. 25 - Disposition générale du relief du Cantal : vallées rayonnantes et planèzes	110
Fig. 26 - Disposition générale du relief dans le coeur du haut Cantal	112
Fig. 27 - Coupe à travers le Cantal d'après A. de Goër de Herve, 1978, simplifiée.	116
Fig. 28 - Carte géologique d'ensemble du strato-volcan cantalien, d'après A. de Goër de Herve, 1978, simplifiée	120
Fig. 29 - Les grands types de versants du Cantal	123
Fig. 30 - Représentation schématique de quelques profils caractéristiques d'arènes déplacées, d'après A. Godard, 1975	134
Fig. 31 - Structure lamellaire produite par la glace de ségrégation en roche meuble, d'après B. Van Vliet-Lanoë (1981)	146
Fig. 32 - Structures associées à la formation de glace de ségrégation d'après B. Van Vliet-Lanoë, 1981	147
Fig. 33 - Structures liées à la cryoturbation d'après B. Van Vliet-Lanoë, 1981	150
Fig. 34 - Caractères micromorphologiques d'une formation superficielle limoneuse soumise à des processus cryogéniques	151
Fig. 35 - Structure de gel/dégel surimposée à une structure en "boulette" d'après B. Van Vliet-Lanoë, 1981	152
Fig. 36 - Structures lamellaires dans l'arène et fauchage à plat des dalles de granite. Exemple de Ste Colombe de Peyre d'après B. Van Vliet-Lanoë, B. Coque-Delhuille et B. Valadas, 1981	154
Fig. 37 - Décrochements latéraux à la naissance d'une arène fauchée. Le Ferluguët.	155
Fig. 38 - Variation de l'allure du fauchage dans une arène granitique selon l'orientation. Exemple Le Ferluguët	156
Fig. 39 - Coupe de Ste. Eulalie	160
Fig. 40 - Diaclases majeures et versant dans le cirque des Crémades (Tanargue).	166
Fig. 41 - Eboulis flué de la route forestière de Mazoyer ; Mont Lozère, flanc sud (1450)	176

Fig. 42 - L'éboulis flué du Puy de Grandval (Cantal)	179
Fig. 43 - L'éboulis composite du Puy de Niermont	182
Fig. 44 - Les éboulis flués en longues coulées de blocs, du flanc nord-occidental du Plomb du Cantal	183
Fig. 45 - L'éboulis flué à tabliers de blocs superposés du versant sud-occidental du Puy Violent	184
Fig. 46 - Localisation des éboulis flués à bourrelets au Mont Lozère	187
Fig. 47 - Des éboulis de gravité simple aux tabliers de blocs	192
Fig. 48 - Niches de nivation et chenaux de fonte hérités : bloc - diagramme	198
Fig. 49 - Le "cirque de nivation" du Riou Clar : bloc-diagramme schématique	201
Fig. 50 - Les formations superficielles du Riou Clar	202
Fig. 51 - "Protalus rampart et croissant de névé"	206
Fig. 52 - La haute vallée de la Vézère:formes et formations	222
Fig. 53 - Coupe de Chazelas (Bonnac-la-Côte)	228
Fig. 54 - Distribution des formations gélifluées à blocs sur les versants, en Limousin	231
Fig. 55 - Disposition des formations arénacées remaniées dans le cadre de l'alvéole : blocs - diagramme	233
Fig. 56 - Coupe des Sagnes (Limousin)	236
Fig. 57 - Coupe de Varliette (Limousin)	240
Fig. 58 - Coupe de Celle (Limousin)	241
Fig. 59 - Coupe de Vauveix (Limousin)	242
Fig. 60 - Coupe d'Auphelle (Limousin)	244
Fig. 61 - Coupe de Beaumont (Limousin)	244
Fig. 62 - Coupe du Puy de Moumet (Limousin)	246
Fig. 63 - Coupe du Pont de Marcy (Limousin)	250
Fig. 64 - Coupe de Bellegarde (Limousin)	252
Fig. 65 - Disposition des blocs dans une formation gélifluée près de Vassivière (A) et près de St. Léger-la-Montagne (B)	255

Fig. 66 - Formations avec fentes en coin des Crouzades	260
Fig. 67 - Les héritages glaciaires en Margeride	270
Fig. 68 - Bloc - diagramme simplifié montrant l'environnement topographique des "rivières de pierres" (Sud Margeride)	276
Fig. 69 - Dessin d'après photo du bourrelet d'une "rivière de pierres" (Valat du Roc de Bacou)	276
Fig. 70 - Localisation des "rivières de pierres" en Margeride méridionale	278
Fig. 71 - Coupe du Rocher Blanc	284
Fig. 72 - Coupe du Col de Cheval Mort	285
Fig. 73 - Erosion récente des arènes fauchées en Margeride	287
Fig. 74 - Présence d'horizon de type fragipan en Margeride	290
Fig. 75 - Coupe de l'éboulis ordonné du Sargnou (Margeride)	292
Fig. 76 - La coupe à récurrence des Pinèdes d'après B. Van Vliet-Lanoë et al, 1981	294
Fig. 77 - Etude micromorphologique de la coupe des Pinèdes	296
Fig. 78 - Principales retouches d'origine froide à l'amont du versant rhodanien dans la région du Mont Mézenc	304
Fig. 79 - Répartition des congères de neige les plus tardives dans la région du Mont Mézenc	306
Fig. 80 - Croquis schématique montrant les associations entre les principales formations périglaciaires autour des massifs de phonolite du Velay oriental	308
Fig. 81 - Localisation des principales "rivières de pierres" en Velay oriental	313
Fig. 82 - Formes et formations superficielles d'origine froide dans la région du Mont Mézenc	318
Fig. 83 - Formes et formations superficielles d'origine froide dans la région de Fay-sur-Lignon	319
Fig. 84 - Coupe de Recharingues	323
Fig. 85 - Coupe dans les formations superficielles du Suc de Touron	324
Fig. 86 - Coupe dans les formations superficielles de Fay-sur-Lignon	326

Fig. 87 - Les formations superficielles d'origine froide sur le flanc oriental du plateau des Valadous	334
Fig. 88 - Localisation des principaux cônes torrentiels de la région du Tanargue versant rhodanien : leurs relations avec la topographie et les autres formations d'origine froide	336
Fig. 89 - Disposition des tabliers de blocs dans les vallées de la Baume et du Lignon	342
Fig. 90 - Cartographie de détail des tabliers de blocs et de leur environnement dans la vallée du Lignon, rive droite	344
Fig. 91 - Dépôt de pente ordonné du Courderc (Valgorge)	346
Fig. 92 - Les formations superficielles dans les bassins-versants du Riou Clar et du Riou brun	348
Fig. 93 - Formes d'éjections périglaciaires sur les hauts sommets du Tanargue	351
Fig. 94 - Coupe du Huédour vallée de Masméjean	356
Fig. 95 - Micromorphologie des formations déplacées de Huédour	359
Fig. 96 - Localisation des formations d'origine glaciaire de la dépression périphérique de Lanuéjols - St. Etienne du Valdonnez	364
Fig. 97 - Répartition des formations d'origine froide dans la vallée de Serviès	366
Fig. 98 - Localisation des formations d'origine froide de la région de Salarial	372
Fig. 99 - Répartition des formations d'origine froide dans l'alvéole de Finiels	373
Fig. 100 - Coupe Mont Lozère - Finiels nord	377
Fig. 101 - Etude micromorphologique de la coupe Mont Lozère - Finiels nord	379
Fig. 102 - Coupe Mont Lozère - Villeneuve	381
Fig. 103 - Coupe Mont Lozère - le Rial	384
Fig. 104 - Coupe Mont Lozère - Cubières	384
Fig. 105 - Coupe Mont Lozère - Montgros	387
Fig. 106 - Répartition des niches de nivation dans le massif du Goulet	390

Fig. 107 - Localisation des principales niches de nivation héritées : interfluve Cubières-La Crouzette.	392
Fig. 108 - Localisation des principales niches de nivation héritées : interfluve Allier-La Racouse	394
Fig. 109 - Localisation et morphologie des cirques glaciaires du Cantal: Puy-Mary/Peyre Arse.	
Fig. 110 - Localisation et morphologie des cirques glaciaires du Cantal - secteur du Plomb du Cantal.	404
Fig. 111 - Les formations tardiglaciaires dans la région Puy Mary - Peyre Arse	408
Fig. 112 - Représentation schématique des versants dans la région Puy Mary - Peyre Arse	411
Fig. 113 - Les formations tardiglaciaires dans la région Puy du Rocher - Rochers de Chamalières	415
Fig. 114 - Coupes dans l'éboulis de Brugiroux - Cantal	423
Fig. 115 - Coupe de la Spouze - Artense	426
Fig. 116 - Types de superposition possibles dans le cadre du fonctionnement d'un épisode d'arène gélomobilisée	448
Fig. 117 - Représentation schématique des types de lithoséquences d'origine froide observées dans les formations arénacées déplacées	448
Fig. 118 - Localisation des principaux éboulis de gravité pure	453
Fig. 119 - Localisation des principaux paléoglaciers rocheux	455
Fig. 120 - Localisation des principaux "cirques de nivation" à remblaiements glacio-gélifluidaux	457
Fig. 121 - Durée moyenne du manteau neigeux dans le Massif Central d'après P. Estienne	466
Fig. 122 - Limite inférieure de l'enneigement le 19 novembre 1977 d'après les données fournies par le satellite NOAA 5	473
Fig. 123 - Limite inférieure de l'enneigement le 7 janvier 1978 d'après les données fournies par le satellite NOAA 5	474
Fig. 124 - Id. , les 7 et 14 janvier 1979	477
Fig. 125 - Id. , les 7, 19 et 28 mars 1978.	478
Fig. 126 - Limite inférieure de l'enneigement le 8 avril 1979 d'après les données fournies par le satellite TIROS N.	483

Fig. 127 - Limite inférieure de l'enneigement les 12 et 23 avril et le 11 mai 1978 d'après les données fournies par le satellite NOAA 5	484 X
Fig. 128 - Limite inférieure de l'enneigement le 19 avril et le 13 mai 1979 d'après les données fournies par le satellite TIROS N	487 X
Fig. 129 - Variabilité de l'altitude inférieure de la couverture neigeuse sur le versant oriental de la chaîne des Dômes	493
Fig. 130 A. Epaisseur du manteau neigeux à Giat et Gelles pendant les hivers 1977-1978 et 1978-1979	501
Fig. 130 B. Epaisseur du manteau neigeux à Marcenat, Salers, Saignes Le Falgoux, Mauriac (hiver 1977-1978).	501
Fig. 131 - Epaisseur du manteau neigeux à Super-Besse, Egliseneuve Picherande et Besse-en-Chandesse (hivers 1977-1978 et 1978-1979).	502
Fig. 132 - Epaisseur du manteau neigeux dans le Cantal (hiver 1977-1978)	503
Fig. 133 - Epaisseur du manteau neigeux en Margeride du Nord (hivers 1977-1978 et 1978-1979)	504
Fig. 134 - Epaisseur du manteau neigeux en Margeride du Sud-Est (hivers 1977-1978 et 1978-1979)	505
Fig. 135 - Epaisseur du manteau neigeux en Aubrac (hiver 1977-1978)	506
Fig. 136 - Epaisseur du manteau neigeux en Velay (hiver 1977-1978)	506
Fig. 137 - Epaisseur du manteau neigeux autour de l'ensemble montagneux Bougès-Mont Lozère (hivers 77-78 et 78-79)	507
Fig. 138 - Etapes du déneigement dans le massif du Cantal en 1978	508
Fig. 139 - Congères tardives dans le massif du Cantal (Peyre Arse, haute vallée de la Santoire)	515
Fig. 140 - Congères tardives dans le massif du Cantal (Rocher de la Sagne du Porc, haute vallée de la Jordanne)	516
Fig. 141 - Exemples de couloirs avalancheux dans leur environnement morphologique	522
Fig. 142 - Action des pipkrakes sur une entaille de pelouse	529
Fig. 143 - Les buttes gazonnées du plateau de Brugiroux	532
Fig. 144 - Familles de courbes granulométriques après 897 cycles (à - 8° C)	557

Fig. 145 - Températures et gelées dans le Massif Central d'après P. Estienne	561
Fig. 146 - Histogramme du nombre de cycles mensuels gel-dégel pour les hivers 1976-1977 et 1977-1978	568
Fig. 147 - Isohyètes moyennes annuelles, en Velay et haut Vivarais d'après P. Paul	580
Fig. 148 - Nombre moyen annuel d'averses égales ou supérieures à 50 mm en 24 h (1957-1966)	582
Fig. 149 - Principaux secteurs à ruissellement en rigole efficace	588
Fig. 150 - Coupe à travers l'éboulement de Landeyrat - Cantal	596
Fig. 151 - Eboulements de la Gandilhon, près de Lavigerie	598
Fig. 152 - Les éboulements de la partie nord-orientale du Cantal	601
Fig. 153 - L'épisode pluvieux des 20-21 septembre 1980 en Velay	605
Fig. 154 - Les morphodynamiques liées aux précipitations du 20-21 septembre 1980 dans le "cirque" des Boutières	606
Fig. 155 - Evolution des versants dans la haute vallée de la Saliousse due aux précipitations des 20-21 septembre 1980	608
Fig. 156 - Evolution des versants près de Fay-sur-Lignon lors des précipitations des 20-21 septembre 1980	608
Fig. 157 - Evolution d'une banquette d'origine anthropique lors des précipitations des 20-21 septembre 1980	611
Fig. 158 - Evolution des formes du lit de la Gazeille lors de la crue du 21 septembre 1980	613
Fig. 159 - Evolution des versants dans la vallée de la Gazeille, face à Besseyrole haute, lors des précipitations du 21 septembre 1980	615
Fig. 160 - Diagramme pollinique de la tourbière de Longeyroux	621
Fig. 161 - Diagramme pollinique des tourbières d'Orluc (Montagne limousine) et Augères (Plateaux limousins)	623
Fig. 162 - Détails des pelouses "râpées" des plas sommitaux du Mont Lozère	636
Fig. 163 - Localisation des principales pelouses râpées sur le Mont Lozère	638
Fig. 164 - Localisation des principales congères de neige sur le sommet du Mont Lozère	642
Fig. 165 - Niche de nivation des sources de l'Altier	647

Fig. 166 - Niche de nivation de la Baraque de Finiels	648
Fig. 167 - Niche de nivation des sources du Tarn	651
Fig. 168 - Coupe à travers la niche de nivation des sources du Tarn	653
Fig. 169 - Niche de nivation des sources du ruisseau de Prat Souteyran	653
Fig. 170 - Dessin d'après photo d'un bloc laboureur	656
Fig. 171 - Erosion récente liée au tracé d'une draille	656
Fig. 172 - Bloc-diagramme schématique des terrassettes du flanc nord-est du sommet de Finiels	660
Fig. 173 - Faux lobes de gélifluxion sur le Mont Lozère : l'exemple de Font Bernard	661
Fig. 174 - Type de niche longitudinale sur le flanc nord du Mont Lozère	663
Fig. 175 - Carte de localisation des ravinements de type "bad-lands" sur le flanc nord du Mont Lozère	668
Fig. 176 - Grands ravinements de "type band-land"	669
Fig. 177 - Le plateau des Valadous : principales formes et formations	677
Fig. 178 - Les morphodynamiques actuelles sur le plateau des Valadous	678
Fig. 179 - Géotransect à travers le plateau des Valadous	681
Fig. 180 - Coupe à travers la bordure orientale du plateau des Valadous	685
Fig. 181 - Le plateau de Chamlonge : formes, formations et dynamiques actuelles	687
Fig. 182 - L'enneigement tardif sur le plateau de Chamlonge	688
Fig. 183 - Sols structurés à Chap del Bosc	690
Fig. 184 - Les dynamiques actuelles sur le Mont Mézenc	692
Fig. 185 - Mouvements des blocs sur le flanc sud-est du Mont Mézenc	695
Fig. 186 - Dynamiques actuelles sur le flanc sud-est du Mont Mézenc	696
Fig. 187 - Dynamiques actuelles sur le versant sud du Mont Mézenc	698
Fig. 188 - Congères tardives et modelés sur le versant à regard est du Puy du Rocher	702
Fig. 189 - Congères tardives et modelés sur le versant oriental de l'arpon du Diable	704

Fig. 190 - Congères tardives et modelés sur le flanc oriental du Plomb du Cantal	704
Fig. 191 - Congères tardives et modelés dans le vallon des Prés Marty	707
Fig. 192 - La niche de col de l'Aiguillon	709
Fig. 193 - Congères tardives et modelés au Col de Rombière	711
Fig. 194 - Niche de nivation des sources du ruisseau de Chambeuil	714
Fig. 195 - Détail de la niche des sources du ruisseau de Chambeuil	715
Fig. 196 - Coupe à travers la pelouse écorchée du sommet 1617 (près du Col de Rombière)	717
Fig. 197 - Ecorchure de pelouse sur le flanc ouest de Bataillouze	721
Fig. 198 - Pelouse écorchée sur le versant sud du Rocher de la Sagne du Porc	722
Fig. 199 - Congère tardive et limite supérieure de la forêt au Puy de la Jambe (Cantal)	725
Fig. 200 - Evolution actuelle des versants dans le Cantal : glissement de terrain (vallée de la Santoire)	728
Fig. 201 - Evolution des marquages de peinture au coeur de la niche de nivation de la Sagne du Porc	736
Fig. 202 - Evolution de l'entaille de bordure de la niche de la Sagne du Porc	737
Fig. 203 - Evolution de l'écorchure de pelouse du flanc sud de la Sagne du Porc	739
Fig. 204 - Aspects des versants modifiés par la mise en valeur agricole	756
Fig. 205 - La banquette anthropique de la Vallade, près de Saint Victor.	758
Fig. 206 - Profils pédologiques successifs dans une parcelle près du Maillorat (Jabreilles)	768
Fig. 207 - L'érosion agricole dans le cadre d'un alvéole	770
Fig. 208 - L'érosion agricole sur les plateaux métamorphiques limousins	774
Fig. 209 - L'érosion agricole en haut Velay (versant nord du Lac du Bouchet)	774
Fig. 210 - L'érosion agricole dans une vallée cantalienne	776

Fig. 211 - Importance de l'érosion agricole dans le Massif Central	778
Fig. 212 - Type de colluvionnement dans un vallon du Limousin	779
Fig. 213 - Aménagements humains et érosion anthropique dans le cadre de l'alvéole de Froidviala-Estables (Margeride)	780
Fig. 214 - Coupe dans une accumulation d'origine anthropique dans la vallée de la Seuge	783
Fig. 215 - Dégagement d'un tor par érosion anthropique	783
Fig. 216 - Impact d'un gros orage sur une parcelle remembrée en Limousin	786
Fig. 217 - Ravinement récent dans la vallée de la Baume	790
Fig. 218 - Colmatage d'un ravin historique dans la forêt de Mazan	795
Fig. 219 - Les différents types de profils de versants dans les régions tempérées humides	807
Fig. 220 - Représentation schématique de l'étagement morphodynamique dans le massif du Mont Lozère	815
Fig. 221 - Division d'un paysage morphologique en ses composants élémentaires, d'après A.Young	822
Fig. 222 - Le bassin-versant élémentaire des sources du Lot	826
Fig. 223 - Représentation schématique des deux versants de la vallée de la Baume à Valgorge	830
Fig. 224 - Les types de bassins-versants dans la vallée de la Baume	832
Fig. 225 - Les types de bassins-versants dans la région du Tanargue	834
Fig. 226 - Croquis géomorphologique du bassin-versant du ruisseau de la Feuillade	836
Fig. 227 - Croquis géomorphologique du bassin-versant du ruisseau de Baillot	836

Toutes les figures sont de l'auteur sauf indications contraires.

TABLE DES MATIERES

LIVRE I

OBJECTIFS, METHODES ET CADRE GEOGRAPHIQUE DE L'ETUDE.	1
<u>Première Partie du Livre I : Une recherche nouvelle dans un cadre bien connu.</u>	3
I - Le cadre géographique	5
II - Le cadre thématique	10
III - Le plan de l'ouvrage	13
<u>Deuxième Partie du Livre I : Un cadre morphostructural contraignant</u>	15
CHAPITRE I : le Limousin	17
A - Une région déjà bien étudiée	17
B - Des cadres topographiques bien tranchés	22
C - Des données structurales à la fois simples et variées	29
D - Des modelés d'échelle moyenne tributaires d'une importante érosion différentielle	36
E - De grandes étapes morphogéniques encore mal définies	44
CHAPITRE II : La Margeride	53
A - Un relief étagé	53
B - Un cadre lithologique simple	61
C - Une longue évolution géomorphologique	65
CHAPITRE III : Le Mont Lozère	75
A - Un cadre orographique bien compartimenté	75
B - Des composantes géologiques simples	77
C - Une évolution morphologique dominée par des mouvements verticaux	82
D - Des modelés de détail à la fois simples et variés	84
CHAPITRE IV : Le Tanargue	87
A - L'importance des contrastes topographiques	89
B - Un socle primaire ayant subi de puissantes dislocations verticales	93

CHAPITRE V : Le Velay oriental	97
A - Les grandes formes du relief	97
B - Un socle hercynien fracturé et soulevé au Tertiaire affecté par un important épisode volcanique	101
C - Des versants originaux	106
CHAPITRE VI : Le Cantal	109
A - Une topographie heurtée	109
B - Un grand strato-volcan	114
<u>Conclusion du Livre I.</u>	125
LIVRE II	
FORMES ET FORMATIONS D'ORIGINE PERIGLACIAIRE	127
<u>Introduction du Livre II : Problématique de l'étude des héritages périglaciaires dans une moyenne montagne comme le Massif Central</u>	129
<u>Première Partie du Livre II : Mise en évidence des grands processus</u>	133
CHAPITRE I : Les altérites déplacées sur versants à pente modérée : "formations gélifluées à blocs" et arènes géliturbées"	133
A - Les principales recherches antérieures et les problèmes posés	134
B - Le rôle de la glace de ségrégation	144
CHAPITRE II : L'évolution des versants raides à corniches : cryoclastie, éboulis et tabliers de blocs	163
A - Le détachement des matériaux : décohésion, éboulement, désagrégation granulaire, cryoclastie ?	163
B - La rareté des éboulis de gravité pure	170
C - Les éboulis assistés : éboulis flués avec bourrelets et/ou coulées de blocs	172
D - Les tabliers de blocs amorphes	189
CHAPITRE III : Les dynamiques liées à la neige et aux glaces résiduelles	195
A - La neige, facteur morphodynamique	195
B - Les "cirques de nivation"	200
C - "Protalus rampart" et croissant de névés	205
D - "Rivières de pierres" et glaciers rocheux	211

<u>Deuxième Partie du Livre II : Les observations régionales</u>	215
CHAPITRE I : Les héritages d'origine froide en Limousin	217
A - Rappel sur les travaux antérieurs	217
B - Le problème des héritages glaciaires	221
C - L'importance des formations arénacées remaniées	227
D - La rareté des manifestations périglaciaires ponctuelles	256
<u>Conclusion et propositions pour une chronologie</u>	264
CHAPITRE II : La Margeride	269
A - Le problème des épisodes glaciaires	269
B - Les "rivières de pierres" et les bourrelets de blocs de la Margeride méridionale	275
C - Des formations arénacées déplacées, inégalement réparties	282
D - De rares manifestations périglaciaires ponctuelles	291
<u>Conclusion et propositions pour une chronologie</u>	295
CHAPITRE III : Le Velay	303
A - Des conditions marginales pour un englacement	303
B - Formes et formations d'origine périglaciaire	309
C - Eléments pour une chronologie	317
CHAPITRE IV : Haute Ardèche - Tanargue	333
A - Des conditions d'englacement spécifiques	333
B - Une distribution contrastée des formations superficielles périglaciaires dans les grandes vallées du versant rhodanien	340
C - Sur les hauts plateaux des phénomènes d'origine gélifluidale dominants	347
D - L'apport des formations gélifluées à blocs à la paléoclimatologie et à la chronologie locales	352
CHAPITRE V : Le Mont Lozère et le massif voisin du Goulet	363
A - Les observations antérieures	363
B - Nouvelles observations de terrain	365
C - L'apport des formations arénacées déplacées	376
D - Le cas du Goulet	388
CHAPITRE VI : La part des épisodes froids dans le modelé du coeur du strato-volcan cantalien	397
A - Rappels généraux sur l'englacement du Cantal	397
B - Etude des cirques glaciaires	401

C - L'évolution des versants en conditions fini-glaciaires et périglaciaires héritées dans le coeur du massif	406
D - L'évolution des versants en conditions périglaciaires héritées en dehors du coeur du massif	420
<u>Conclusion et propositions pour une chronologie</u>	427
<u>Conclusion du Livre II.</u>	429
I - Tentative d'interprétation chronostratigraphique à l'échelle du Massif Central	430
A - Le Pléniglaciaire moyen	431
B - Le Pléniglaciaire supérieur	434
C - Le Tardiglaciaire	435
D - Les périodes plus anciennes	436
II - La place du Massif Central en Europe de l'Ouest	437
A - Rappels sur les travaux de P. Bout	437
B - L'environnement dans le Sud-Ouest français et les montagnes adjacentes	439
C - L'environnement paléoclimatique dans la France du Sud-Est	441
D - L'environnement paléoclimatique dans la partie septentrionale de la France	442
III - Rappels sur les grands types de formations et leur rôle dans la modification des versants	444
A - Arènes gélimobilisées et formations gélifluées à blocs	444
B - Les formations issues du démantèlement des versants à corniches et chicots rocheux	451
LIVRE III	
LES MORPHODYNAMIKES RECENTES ET ACTUELLES	459
<u>Première Partie du Livre III : Principaux processus actuels d'érosion et cadre bioclimatique.</u>	461
CHAPITRE I : La présence de la neige et ses conséquences morphogéniques	464
A - Enneigement et déneigement	464
B - La place de la neige dans les morphogénèses actuelles	512

CHAPITRE II : Les processus d'érosion liés au gel/dégel	527
A - Les observations de terrain	527
B - Les expériences de cryoclastie en laboratoire	540
C - Réalité climatique du phénomène gel	560
CHAPITRE III : La part de l'eau dans l'évolution des versants	577
A - Les données climatologiques	577
B - Les observations de terrain	586
1 - le ruissellement	586
2 - solifluxion et coulées boueuses	589
3 - chutes de masses rocheuses, éboulements et glissement de terrain	594
C - Le cas de la crue du 21 septembre 1980	603

Conclusion

CHAPITRE IV : La répartition actuelle de la végétation et ses rapports avec l'environnement géographique	619
A - Histoire de la reconquête végétale depuis le Tardiglaciaire	619
B - Les principales associations végétales	624

Conclusion

<u>Deuxième partie du Livre III : Modelés et dynamiques actuelles des versants sous faible influence humaine.</u>	633
---	-----

CHAPITRE I : Les dynamiques actuelles dans le massif du Mont Lozère	634
A - Les morphodynamiques actuelles des "plas" sommitaux	634
B - Les morphodynamiques actuelles des hauts versants supraforestiers, en dehors des plas sommitaux	641
C - Les morphodynamiques actuelles de la lisière forestière	661
D - Les morphodynamiques actuelles dans l'étage forestier	666
CHAPITRE II : Les dynamiques actuelles dans les massifs du Tanargue et du Mézenc	675
A - Les dynamiques actuelles dans le massif du Tanargue	675
B - Les dynamiques actuelles dans le massif du Mézenc	691
CHAPITRE III : Les dynamiques actuelles dans le massif du Cantal	701
A - Dynamiques conditionnées par la présence de congères de neige à fusion tardive	701
B - Des dynamiques complexes conduisant à des écorchures de pelouse	716
C - Des mouvements de masse isolés	726

D - Les dynamiques actuelles dans les éboulis du Puy Griou	731
E - Les dynamiques actuelles dans le Cantal : tentative de quantification	734
<u>Conclusion</u>	745
<u>Troisième partie du Livre III : modelés et dynamiques actuelles sur les versants à forte activité anthropique.</u>	751
CHAPITRE I : Peuplement et types d'occupation du sol	752
CHAPITRE II : Le problème des ruptures de pente d'origine agricole	755
A - Description du phénomène	755
B - Analyse d'un exemple	759
C - Hypothèses de mise en place	762
D - Vers une difficile quantification du phénomène	765
E - Distribution spatiale du phénomène	765
F - A l'échelle du Massif Central	777
G - Versants à banquettes agricoles-versants stabilisés	785
CHAPITRE III : Les morphodynamiques d'origine anthropique liées à l'exploitation des grands versants méditerranéens	789
A - Les observations de terrain	789
B - Les données historiques	789
C - Les principaux processus	794
D - Exemple de restauration de versants	796
<u>Conclusion</u>	800
LIVRE IV	
VERSANTS ET SYSTEMES DE VERSANTS	804
<u>Première Partie du Livre IV : L'évolution périglaciaire et récente des versants dans le Massif Central français.</u>	805
I : La notion de versant	805
II : Les types de versants dans le Massif Central	807
A - Les versants convexo-concaves des régions cristallines	808
B - Les versants irréguliers des régions à structure hétérogène	813
C - Des versants à étagements morphodynamiques	814
<u>Deuxième Partie du Livre IV : L'intérêt d'une méthode géomorphologique partant de l'analyse des bassins-versants élémentaires.</u>	817
I : Rappels sur les diverses méthodes d'étude globale des formes du terrain.	818

II : Une méthode d'étude fondée sur l'analyse des bassins-versants élémentaires.	823
A - L'intérêt de l'étude des bassins-versants	823
B - Etude d'un exemple simple	825
III : Application aux ensembles régionaux	831
CONCLUSION GENERALE	839
Résumé	843
Index	849
Bibliographie : Massif Central	853
Bibliographie générale	875
Liste des Tableaux	908
Liste des Photographies	909
Table des Figures	910
Tables des Matières	921

ACHEVÉ D'IMPRIMER LE 13 AOÛT 1984
EDITEC 14 - 13 B° DU M^e JUIN
14000 CAEN
Dépôt légal : août 1984

ISBN 2.7287.0991-2

Dans le cadre régional du Massif Central, l'auteur met en évidence les grands processus d'origine périglaciaire et la distribution géographique des formations qui leur sont liées. Une chronologie relative des divers épisodes est proposée.

La remobilisation des formations héritées, par les phénomènes d'érosion actuels est abordée à partir d'exemples régionaux précis : l'accent est mis, d'une part sur les modelés et dynamiques des versants supraforestiers, et d'autre part sur le remodelage des versants dans les secteurs à forte activité agricole.

MOTS-CLÉS : Massif Central, versants, périglaciaire, altérites, nivation, cryoclastie, espaces supraforestiers, érosion anthropique.

**Photo de couverture : Le Puy Griou
(Cl. Ray Halin)**